

THÈSE PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

PIERRE BEDEAUX

ÉVOLUTION STRUCTURALE, MODÉLISATION DES PALÉOCONTRAINTES
ET IMPLICATIONS SUR LES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES
OROGÉNIQUES LE LONG DE FAILLES MAJEURES: APPLICATION À LA
FAILLE DE CADILLAC, ABITIBI, CANADA

MAI 2018

RÉSUMÉ

La Faille de Cadillac (FdC) est une structure crustale archéenne située dans la Sous-province d'Abitibi à laquelle sont associés de nombreux gisements aurifères orogéniques. La FdC s'étend sur 250 km avec une attitude Est-Ouest et un pendage subvertical. Malgré un siècle d'exploration et de nombreuses études, l'évolution structurale et l'origine de la FdC ne sont pas encore clairement établies. Cette problématique est principalement associée à la variation du contexte géologique, des caractéristiques géométriques et des styles structuraux associés à la faille. Sa partie Ouest pend globalement vers le Sud et est contenue dans la Sous-province d'Abitibi, formée de roches volcaniques et sédimentaires, tandis que dans sa portion Est la faille définit la limite entre avec la Sous-province de Pontiac, dominée par les roches sédimentaires et intrusives. Par ailleurs, la FdC contient un ensemble de roches volcaniques qui ne sont pas observées dans sa portion Ouest. Malgré la présence de plusieurs gisements à l'intérieur, les caractéristiques de cet assemblage et ses relations avec le reste de la Sous-province d'Abitibi sont peu documentées. Parallèlement, les gisements associés à la FdC sont distribués en amas à proximité de la faille. Plusieurs études ont illustré que cette distribution spatiale reflète la génération de zones de dommages durant l'activité sismique des failles qui favorisent le passage des fluides minéralisateurs. La FdC a fait l'objet de d'études préliminaires de modélisation sismique afin de prédire la localisation de ces zones de dommages. Cette modélisation de l'activité sismique peut être améliorée en intégrant la connaissance de l'environnement géologique et l'évolution structurale de la FdC.

Le but de cette étude est de proposer un modèle sismique basé sur la synthèse structurale de la FdC et de la caractérisation du Groupe de Piché. De cet but découle 3 objectifs successifs : 1) déterminer les styles structuraux associés à la FdC et en déduire son évolution structurale, 2) caractériser le Groupe de Piché et son implication dans l'évolution de la FdC, et 3) tester l'influence de paramètres géologiques issus des deux premiers volets dans la prédiction de zones favorables à la circulation hydrothermale durant l'activité sismique de la Faille de Cadillac.

Les résultats de la première phase du projet suggèrent que la Faille de Cadillac a enregistré au moins 3 événements majeurs de déformation ductile, débutant par un raccourcissement N-S, suivi d'un mouvement en extension associé au soulèvement de la Sous-province de Pontiac et suivi d'un décrochement dextre final associé à un raccourcissement NO-SE. Les résultats démontrent que la Faille de Cadillac est divisée en segment de 30-50 km avec des styles structuraux différents exprimant de façon variée l'histoire de la déformation. Ces segments sont définis par des variations géométriques de la faille ou séparés par des failles secondaires. Ils sont interprétés comme un héritage de structures précoces qui se sont développées puis liées durant l'évolution de la déformation.

La caractérisation du Groupe de Piché a permis d'illustrer qu'il s'agit d'un ensemble d'écailles dominées par les roches volcaniques ultramafiques à intermédiaires. Chaque écaille est définie par des caractéristiques lithologiques et géométriques propres et a subi peu de dislocation interne. Les associations de lithologies, combinées avec les âges disponibles et les affinités magmatiques suggèrent que ces écailles sont toutes issues de différents niveaux stratigraphiques des groupes de Malartic et Louvicourt, situés au Nord-

Est de la Faille de Cadillac. L'introduction des écaïlles a eu lieu avant la déformation ductile et imite la segmentation structurale de la Faille de Cadillac. Ces écaïlles sont interprétées comme ayant eu un rôle important dans le développement de la faille en focalisant la déformation sur les parties ultramafiques compétentes du Groupe de Piché qui ont subi une altération hydrothermale précoce.

Les deux premières phases du projet ont établi le cadre de la modélisation sismique, notamment en validant l'hypothèse de la segmentation de la Faille de Cadillac, mais également en établissant son évolution structurale. Le modèle testé dans le dernier volet du projet simule la rupture en décrochement dextre de la Faille de Cadillac. En intégrant le bâti structural, la foliation régionale et l'activation de failles de second ordre, le modèle génère des zones de dommage qui corréleront avec succès la distribution des gisements aurifères connus, tout en permettant de justifier l'absence de gisements dans certains secteurs au pourtour de la Faille. Cette modélisation, en utilisant les connaissances géologiques actuelles de la Faille de Cadillac, offre des prédictions précises et ouvre de nouvelles perspectives pour l'exploration des gisements orogéniques.

Le présent projet a fourni une vision synthétique de la FdC, une caractérisation d'ensemble du Groupe du Piché et une modélisation réaliste des zones de dommage en lien avec les minéralisations aurifères orogéniques. Ces avancées sont à la fois d'ampleur locale et régionale et peuvent s'appliquer à l'exploration, tout en présentant également un aspect académique. Les trois volets du projet constituent une base ouvrant de nouvelles perspectives de recherche pour l'évolution des failles archéennes et leurs origines, ainsi que pour la modélisation sismique appliquée à l'exploration.

REMERCIEMENTS

Ce projet de thèse, et ce doctorat dans son ensemble, était un rêve et un défi. À l'heure où ce voyage s'achève, force est de constater que cette quête, somme toute personnelle, n'aurait pas été réalisable sans la contribution de nombreux acteurs, proches et distants. Sans ces personnes, ce projet n'aurait été qu'une pâle copie de ce qu'il est aujourd'hui.

Je tiens d'abord et avant tout à exprimer toute ma gratitude à mon directeur Réal Daigneault, mon co-directeur Silvain Rafini et mon superviseur Pierre Pilote. Les termes officiels peinent à représenter l'influence qu'ils ont eu, chacun à leur manière, à la fois dans mon travail mais également dans d'autres sphères. En premier lieu, je suis très reconnaissant à Réal, grand magicien du projet et mentor, qui m'a proposé ce projet, pris sous son aile et enseigné tout ce qu'il pouvait, y compris la rigueur et l'amour du travail bien fait. Merci également de m'avoir donné la chance d'enseigner et de m'avoir mis en dehors de ma zone de confort. Je suspècte d'ailleurs qu'il était le seul à entrevoir, dès le début, que le projet irait si loin. Silvain m'a quant à lui montré une toute autre façon de faire de la recherche. Il m'a poussé au-delà de mes limites, et le résultat a, je crois, dépassé nos espérances. Finalement, je suis reconnaissant à Pierre Pilote de m'avoir donné la chance de faire partie de son équipe. Ensemble, nous avons réussi à développer une relation de travail stimulante, complémentaire et très enrichissante.

Il faut souligner la contribution logistique et financière du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec sous l'égide de Patrice Roy qui n'a pas hésité à fournir un appui considérable pour augmenter la portée du projet. Parallèlement, le CONSOREM a fourni un soutien technique et financier non négligeable. Pendant deux étés de terrains, plusieurs compagnies d'exploration – Agnico-Eagle, Alexandria Minerals et Ressources Yorbeau- ont contribué bénévolement au projet en fournissant gracieusement des échantillons mais également un soutien technique et parfois même logistique. Plus personnellement, je suis très reconnaissant à Phillipe Berthelot et Pierre de Chavigny pour leur intérêt dans ce projet, d'avoir pris le temps de partager leurs connaissances et mis à

disposition leurs ressources corporatives. Merci également à Francis Lacoursière, Richard Dubuc et Stéphane Perrouty d'Avoir rendu possible les visites individuelles de Lapa et Canadian Malartic.

Je me dois également de remercier très chaleureusement mes assistants de terrain (Alexandre, Nathalie, Caroline, Florence et Alexis), pour leur patience, leur dévouement et avoir supporté mes excentricités. Un grand merci particulier à Alex, qui a dépassé tout ce que l'on peut s'attendre d'un assistant de terrain, jusqu'à devenir un ami.

Un grand merci également mes compagnons d'études, Jonathan, Edouard et Nadège, pour le soutien, à leur façon, tout au long de la thèse. J'en profite pour saluer les doctorantes en psychologie, Annie, Kim et Alexandra. Dans une réalité qui bien souvent ne comprend pas la signification des études, a fortiori d'un doctorat, votre compréhension et votre soutien furent d'une grande aide.

Toute ma reconnaissance, sincère, à mon père et ma mère, pour m'avoir soutenu à leur manière et d'avoir pavé la voie, peut-être sans s'en rendre compte, vers cette aventure. Vous m'avez appris à me battre pour réussir et à garder espoir, deux qualités qui m'ont permis de réussir cette quête.

Enfin, ces remerciements ne seraient pas complets sans mentionner Jennifer. Merci de m'avoir soutenu et supporté. Merci pour ta patience et ta compréhension. Construire une relation en réalisant un doctorat, c'est déjà un accomplissement majeur. Mais réussir chacun un doctorat en s'épanouissant, c'est tout simplement un signe d'être sur la bonne voie.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	v
TABLE DES MATIÈRES	vii
LISTE DES FIGURES	xi
LISTE DES TABLEAUX	xiv
LISTE DES ANNEXES	xv
CHAPITRE 1 - INTRODUCTION	1
1.1 Contexte général : Failles crustales et minéralisations aurifères associées	2
1.2 Contexte spécifique : Sous-province d'Abitibi	7
1.3 Problématique spécifique : la Faille de Cadillac	13
1.4 Objectifs	15
1.5 Méthodologie	16
1.5.1 Travaux de terrains	17
1.5.2 Analyses pétrologiques et géochimiques	18
1.5.3 Modélisation numérique	19
1.5.3.1 UDEC	20
1.5.3.2 Paramètres modélisés sous UDEC	21
1.6 Contribution	22
1.7 Références	26
CHAPITRE 2 - SYNTHESIS OF THE STRUCTURAL EVOLUTION AND ASSOCIATED GOLD MINERALIZATION OF THE CADILLAC FAULT, ABITIBI, CANADA	39
2.1 Abstract	40
2.2 Introduction	42
2.3 Geological setting	44
2.4 Methodology	50
2.5 Deformation pattern along the Cadillac Deformation Zone	51
2.5.1 Rouyn segment	52
2.5.2 Joannes segment	57
2.5.3 Malartic segment	59
2.5.4 Val-d'Or segment	64
2.5.5 Chronological relationships and correlations between segments	66
2.6 Discussion	69
2.6.1 Evidence for a pre-Timiskaming deformation	69
2.6.2 Segmentation of the CFZ	72
2.6.3 Integration and structural evolution	75

2.6.3.1	D ₁ – N-S Shortening	75
2.6.3.2	D ₂ - Extension and southern uplift.....	77
2.6.3.3	D ₃ - Local NE-SW shortening	79
2.6.3.4	D ₄ - Late regional strike-slip.....	80
2.6.4	Relationship with gold mineralization.....	80
2.7	Conclusions	85
2.8	Acknowledgments	87
2.9	References	87

CHAPITRE 3 - ORIGIN OF THE PICHÉ STRUCTURAL COMPLEX AND IMPLICATIONS FOR THE EARLY EVOLUTION OF THE ARCHEAN CRUSTAL-SCALE CADILLAC-LARDER LAKE FAULT ZONE, CANADA..... 105

3.1	Abstract.....	106
3.2	Introduction	107
3.3	Geological setting.....	110
3.3.1	Cadillac larder Lake Fault Zone	112
3.4	Lithology and structure of the PSC	114
3.4.1	Methodology.....	114
3.5	Segment geology	114
3.5.1	Rouyn segment	115
3.5.2	Joannes segment	120
3.5.3	Bousquet segment.....	121
3.5.4	Beaupré segment	123
3.5.5	Halet segment	124
3.5.6	Val-d'Or segment.....	126
3.6	Geochemistry.....	127
3.6.1	Methodology.....	127
3.6.2	Degree of differentiation	127
3.6.3	Trace elements and affinity	130
3.7	Discussion.....	134
3.7.1	Nature of segments, deformation and structure.....	134
3.7.2	Origin of the Piché Structural Complex	136
3.7.3	Temporal relationships with the southern volcanic zone and the Pontiac Subprovince.....	139
3.7.4	Alteration and relevance of ultramafic rocks within the Piché Structural Complex.....	140
3.7.5	Implications for exploration	143
3.8	Conclusion	144
3.9	Acknowledgment.....	145

3.10	References	146
CHAPITRE 4 - MODELLING SEISMICALLY-INDUCED MESOTHERMAL GOLDFIELDS ALONG THE DEEP-ROOTED CADILLAC-LARDER LAKE FAULT, ABITIBI, CANADA.....		
4.1	Abstract.....	161
4.2	Introduction	163
4.3	Geological setting and timing relationships between deformation and gold mineralization.....	167
4.3.1	Regional geology.....	167
4.3.2	Relationship to mineralization.....	169
4.4	Theoretical background and methodology	171
4.4.1	Segmentation	171
4.4.2	Static stress changes and the Coulomb criterion	172
4.4.3	Doublet	173
4.4.4	The numerical code	174
4.4.5	Geomechanical parameters.....	175
4.5	Results	180
4.5.1	Cadillac-Larder Lake Fault failure (model 1)	180
4.5.2	Doublet - Lapause Fault (model 2).....	182
4.5.3	Doublet - Rivière-Héva Fault (model 3)	182
4.6	Discussion.....	185
4.6.1	Validation of methods	185
4.6.1.1	Frequency-magnitude diagrams.....	185
4.6.1.2	Correlation with known gold deposits.....	187
4.6.2	Hydrothermal fields validation.....	192
4.6.3	Comparison with other ore-targeting models and limits	195
4.6.4	Co-seismic release of deep-seated CO ₂ reservoirs	198
4.6.5	Multiphase fluid flow and metal deposition.....	200
4.6.6	Poroelastic modelling	202
4.7	Conclusion.....	204
4.8	Acknowledgments	206
4.9	References	207
CHAPITRE 5 - DISCUSSION		
5.1	Introduction	226
5.2	Faïlle de Cadillac : origine, nature et définition	226
5.3	Complexe structural de Piché.....	232
5.4	Implications pour la tectonique archéenne	234
5.4.1	Modèles tectoniques associés à la Faïlle de Cadillac	234

5.4.2	Écailles du Complexe structural de Piché dans un contexte de collision	236
5.5	Lien temporel entre les minéralisations aurifères et la déformation	238
5.6	Implication sur l'exploration.....	242
5.7	Travaux futurs	245
5.7.1	Évolution précoce de la Faille de Cadillac	245
5.7.2	Complexe structural de Piché.....	246
5.7.3	Prédiction des zones de dommage associées à la dynamique sismique de la Faille de Cadillac.	248
5.8	Références	248
CHAPITRE 6 - CONCLUSION.....		258

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Figure 1.1 : Modèle génétique des gisements aurifères orogéniques	3
Figure 1.2 : Distribution des gisements orogéniques dans la Province du Supérieur.	6
Figure 1.3 : Modélisation des changements de contraintes au pourtour d'un segment de faille activé.	6
Figure 1.4 : Géologie simplifiée de la Sous-province d'Abitibi.....	8
Figure 1.5 : Géologie régionale de la portion orientale de la Faille de Cadillac. ...	10
Figure 1.6 : Colonne stratigraphique des principaux ensembles volcaniques et sédimentaires de la Zone Volcanique Sud.....	11
Figure 1.7 : Trajectoire et pendage de la foliation régionale dans la Zone Volcanique Sud.	14
Figure 1.8 : Relation mécanique et Cercle de Mohr associé à la contrainte de Coulomb.	20

Chapitre 2

Figure 2.1: Simplified geological map of the southern Abitibi	45
Figure 2.2: Geological map of the study area of the CFZ	45
Figure 2.3: Stratigraphic chart of the studied area with relevant isotopic ages.	48
Figure 2.4: Geological map of the CFZ in the Rouyn segment.....	53
Figure 2.5: Structural features of the Rouyn segment	55
Figure 2.6: Structural features related to horizontal cleavage in the Rouyn segment.....	56
Figure 2.7: Geological map of the CFZ in the Joannes segment.....	57
Figure 2.8: Structural features of the Joannes segment.	59
Figure 2.9: Geological map of the CFZ in the Malartic segment.....	61
Figure 2.10: Structural features of the Malartic segment.	62
Figure 2.11: Geological map of the CFZ in the Val-d'Or segment.	64
Figure 2.12: Structural features of the Val-D'Or segment.	65
Figure 2.13: Stereonet plots of foliations in each segment.....	67
Figure 2.14 : Cross-cutting relationships between foliations.	67

Figure 2.15 : Model of evolution of the CFZ. A) Geological setting prior to Timiskaming deposition.	71
Figure 2.16 : Structural synthesis of major features of each segment and distribution of alteration type of gold deposits along the CFZ.....	73

Chapitre 3

Figure 3.1: Geological map of the study area.....	109
Figure 3.2: Stratigraphic chart of the study area with the relevant isotopic ages.	113
Figure 3.3: Cross-sections across the PSC.	116
Figure 3.4: Photographs of the main lithologies of the PSC.	117
Figure 3.5: Detailed mapping of ultramafic flows, Augmitto T4 trench, Rouyn segment.....	119
Figure 3.6: Geological map of the eastern portion of the Rouyn segment.....	120
Figure 3.7: Detailed mapping of andesitic and basaltic flow sequences, Bousquet segment.....	122
Figure 3.8: Geological map of the Bousquet segment.....	123
Figure 3.9: Detailed mapping of basaltic flows, Pan Canadian trench, Beaupré segment.....	125
Figure 3.10: Geological map of the boundary between Beaupré and Halet segments	126
Figure 3.11: PSC volcanic rocks displayed by the Mg# vs TiO ₂ and Zr vs TiO ₂ binary diagrams.	128
Figure 3.12: REE diagrams for volcanic rocks of the PSC.	131
Figure 3.13: Multi-element diagrams for volcanic rocks of the PSC.....	132
Figure 3.14: PSC samples displayed on the magmatic affinity discrimination diagram	134
Figure 3.15: Diagram summarizing the lithology, geometry, and structural relationships of the six segments identified in the PSC	135
Figure 3.16: Model illustrating the possible origin of the PSC, likely formed during the collision between the Abitibi and Pontiac subprovinces.....	141

Chapitre 4

Figure 4.1: A) Geological map of southern Abitibi showing the distribution of mesothermal gold deposits and goldfields.	169
Figure 4.2: Schematic representation showing the distribution of rock types and the model geometry used in UDEC and failing fault segments.	170

Figure 4.3: Dimensions of the simulated seismic events in comparison to modern earthquakes.	178
Figure 4.4: Coulomb static stress changes following the rupture of the Joannes segment.	183
Figure 4.5: Coulomb static stress change best-fit for doublet models 2.a and 3.a.	184
Figure 4.6: Frequency-magnitude plot of aftershocks on inactive segments following failure along the Joannes segment	187
Figure 4.7: Distribution of exploration efforts surrounding the CLLF.	188
Figure 4.8: Interpolation of K_2O and Na_2O mass balance calculations.....	197
Figure 4.9: Schematic model and sections of the active Cadillac-Larder Lake Fault showing relationships between fault activation, seismicity and fluid flow following failure on the Joannes segment.	200

Chapitre 5

Figure 5.1 : Modèle d'évolution de la Faille de Cadillac.	230
Figure 5.2: Tracés possibles de la Faille de Cadillac en fonction des critères choisis	231
Figure 5.3 : Lien temporel entre les minéralisations et l'évolution structurale dans la Sous-province d'Abitibi.	240
Figure 5.4: Lien spatial entre les segments de la Faille de Cadillac, le CSP et l'emplacement des intrusions syn-Timiskaming ou post-collision et des gisements orogéniques.....	244

LISTE DES TABLEAUX

Table 2.1 : Summary of previous interpretations of the structural evolution of the CFZ.....	46
Table 2.2: Summary of structural elements related to each deformational event in each segment of the CFZ.....	68
Table 2.3: Characteristics of the different gold mineralization types spatially associated to the CFZ in Quebec.	83
Table 3.1 : Summary of rock assemblages near the Piché Structural Complex (PSC) and relevant ages derived from U–Pb dating of zircon.	111
Table 3.2 : Summary of the characteristics of the six segments of the PSC.	118
Table 3.3 : Average chemical composition of volcanic rocks of the PSC.	129
Table 4.1: Parameters of each model and related segments.....	177
Table 4.2 : Model comparisons according to gold districts related to the Cadillac-Larder Lake Fault.	191
Table 5.1 : Événements de déformation associés à la mise en place de la minéralisation dans les gîtes aurifères associés à la Faille de Cadillac.	241

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A - Descriptions et localisation des stations d'observation et des forages.	262
ANNEXE B – Localisation et analyses des échantillons de roche totale.	273
ANNEXE C – Localisation et analyses des échantillons de roche totale.	278
ANNEXE D – Rapport MB-2015-13	293

CHAPITRE 1

1. INTRODUCTION

1.1 Contexte général : Failles crustales et minéralisations aurifères associées

Les gisements orogéniques englobent les minéralisations aurifères communément associées à des contextes d'accrétion tectonique dans des environnements géologiques déformés et métamorphisés. Ils sont également connus sous diverses désignations comme les gisements mésothermaux, filoniens, à veines à quartz-carbonates ou encore de zones de cisaillement à quartz-carbonate (e.g. Groves et Phillips 1987; Cox et al. 1991; Hagemann et al. 1992; Bloem et al. 1994; Gebre-Mariam et al. 1995; Bateman et Hagemann 2004; Dubé et Gosselin 2007). Ces différentes appellations reflètent l'apparence souvent variée de ces gisements où la minéralisation est souvent confinée à l'intérieur de veines simples, anastomosées, de brèches ou encore stockworks. Cette variation dans la morphologie et l'orientation de la minéralisation est fonction de contrôles structuraux locaux ainsi que la répétition de cycles d'ouverture-remplissage par les fluides hydrothermaux (Sibson et al. 1988; Cox et al. 2001). Le modèle général (Figure 1.1) de formation implique la circulation de fluides métamorphiques provenant de grandes profondeurs le long de structures majeures (Groves et Phillips 1987; Phillips et Powell 2010). La minéralisation se met en place localement à la transition ductile-cassante dans des pièges physiques, comme des contacts ou des failles secondaires (Sibson et al. 1988; Neumayr et al. 2000; Dubé et Gosselin 2007), ou encore en remplissage de veines en extension (Robert et Brown 1986; Gaboury 2001). Le passage répétitif des fluides hydrothermaux permet l'enrichissement progressif de la minéralisation et la formation du gisement (Sibson et al. 1988; Micklethwaite 2010; Micklethwaite et al. 2015).

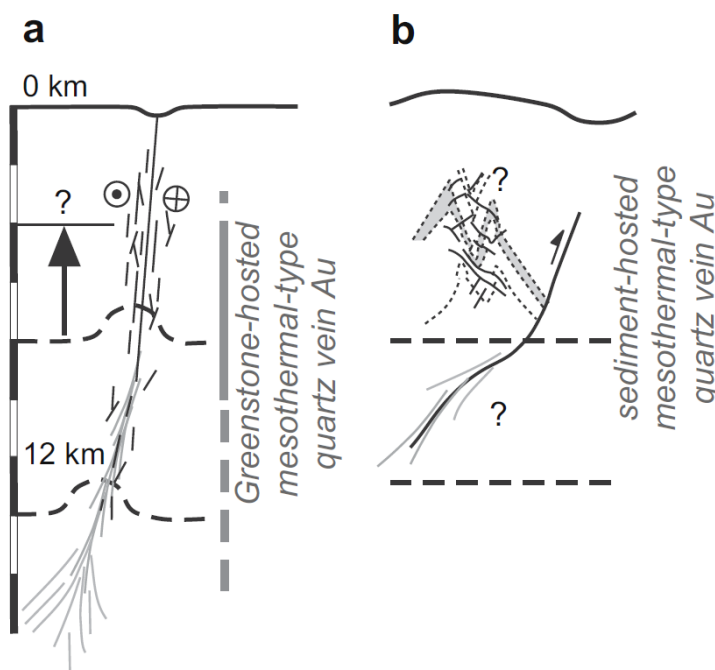


Figure 1.1 : Modèle génétique des gisements aurifères orogéniques illustrant le rôle important des structures dans la mise en place de la minéralisation. La zone en pointillé désigne la transition ductile cassante. Tirée de Micklethwaite et al. (2010).

Dans le modèle, l'un des paramètres critiques demeure la présence de failles majeures, c'est-à-dire des structures de plusieurs centaines de kilomètres d'étendues, avec de profondes racines, souvent crustales (Kerrick et al. 2000; Goldfarb et al. 2001; Dubé et Gosselin 2007). Ces failles permettent le transport à travers la croûte de fluides hydrothermaux depuis des réservoirs pressurisés en profondeurs jusqu'à des structures secondaires où se mettra en place la minéralisation. Ces structures de premier ordre forment ainsi des métallotectes exerçant un contrôle primaire à l'échelle régionale sur la mise en place des gisements orogéniques. Elles sont observées dans des environnements de compression, notamment avec des mécanismes tectoniques de collision, d'orogénèse et de subduction (Groves et al. 1998; Kerrich et al. 2000; Phillips et Powell 2010), et généralement interprétées comme des sutures de "terrane" (Card 1990; Feng et Kerrich

1992; Mueller et Donaldson 1992; Wilkinson et al. 1999). Les provinces d'âge archéen constituent en particulier des environnements favorables pour la mise en place des gisements orogéniques (Figure 1.2). Plus précisément, l'histoire structurale complexe et multi-phasée, impliquant communément des régimes en raccourcissement, promeut la réactivation des structures et donc une circulation hydrothermale prolongée menant à la formation de nombreux gisements (Kerrick et al. 2000). Notamment, la Faille de Cadillac-Larder Lake (Sous-province d'Abitibi, Canada) et la Faille de Keith-Kilkenny (Craton du Yilgarn, Australie) sont reconnues comme hébergeant un important nombre de gisements d'or de type orogénique (Goldfarb et al. 2001; Robert et al. 2005; Dubé et Gosselin 2007). Cependant, la superposition de ces événements de déformation et l'intensité des empreintes qui leurs sont associées rendent parfois difficile d'établir l'évolution structurale de ces structures et la relation avec les minéralisations, cette superposition pouvant ultimement représenter des obstacles à la découverte et l'identification de nouveaux gisements orogéniques.

Malgré le fait que les failles crustales forment des cibles d'exploration de prédilection à l'échelle régionale, l'identification à l'échelle locale de cibles potentielles demeure problématique. En effet, les gisements orogéniques sont souvent concentrés en grappes distribuées à proximité d'une faille principale, mais pas directement dessus (Neumayr et Hagemann 2002; Micklethwaite et Cox 2004; Sheldon et Micklethwaite 2007). Ces grappes sont séparées par des segments ne comportant peu ou pas de gisements significatifs. La prédiction de ces zones d'intérêt est donc importante dans le cadre de l'exploration de ces gisements. La concentration de ces minéralisations en grappes s'explique en partie par

l'influence de la pression engendrée par les fluides hydrothermaux confinés. Durant la déformation, cette pression s'ajoute aux contraintes d'origines tectoniques, permettant la rupture de la roche et la circulation hydrothermale. Dans le cas d'une faille située dans la portion sismogénique de la croûte, la contrainte tectonique peut être localement modifiée par la rupture de segments de la faille. Ces segments correspondent à des sections possédant une géométrie propre (pendage et direction) et délimités les uns des autres par des changements abrupts d'orientation ou le recoupement par d'autres structures secondaires (Cartwright et al. 1995; Ghisetti et Vezzani 2005; Manighetti et al. 2009). Les segments sont activés indépendamment les uns des autres pendant la déformation cosismique. Le réajustement de la contrainte statique au pourtour d'un segment activé correspond à la contrainte de Coulomb qui peut approcher ou éloigner la roche du stade de rupture (King et al. 1994; Stein 1997). La cartographie de ce changement de contrainte permet d'identifier les zones géographiques où les conditions de ruptures, et donc de décharge des fluides hydrothermaux, sont les plus favorables (Figure 1.3). Cette méthode a été utilisée avec succès dans la Province du Yilgarn où la modélisation de la contrainte de Coulomb offre une excellente corrélation spatiale avec les gisements aurifères déjà connus (Cox et Ruming 2004; Micklethwaite et Cox 2006). Cependant, l'optimisation de cette méthode nécessite l'intégration des données géologiques de la région investiguée, comme les réseaux de failles et les contrastes rhéologiques, ainsi que le comportement des fluides hydrothermaux et leur migration durant la déformation (Micklethwaite et al. 2010).

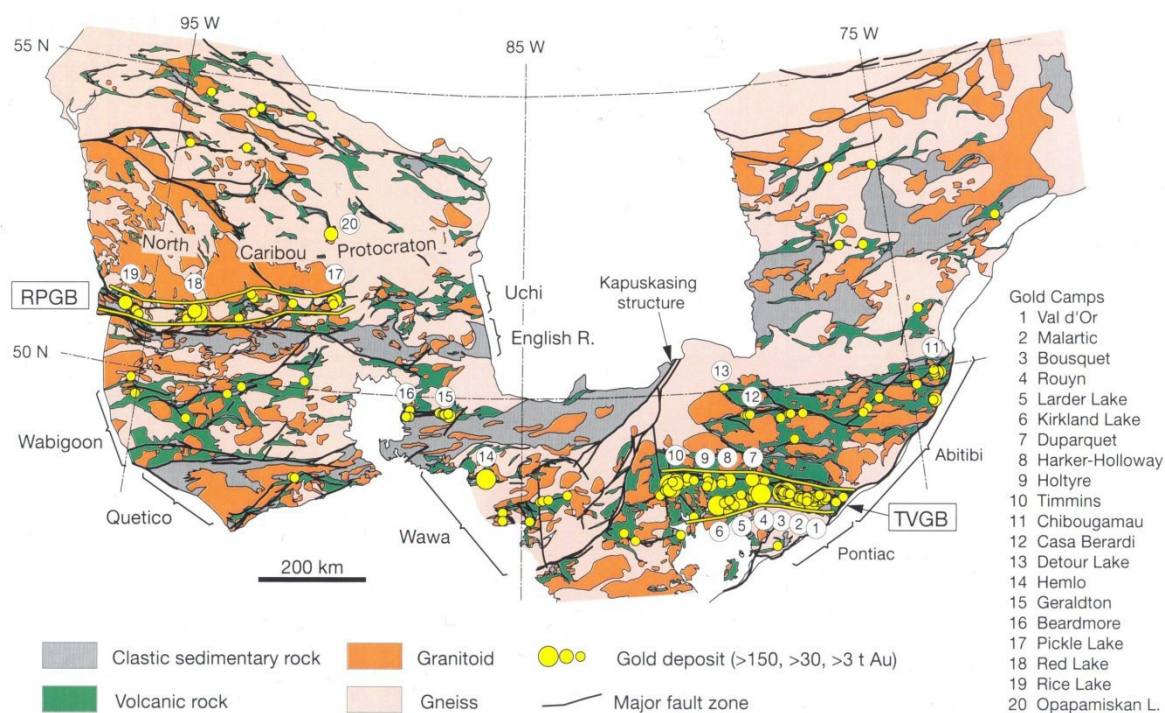


Figure 1.2 : Distribution des gisements orogéniques dans la Province du Supérieur. Noter l'association avec les ceintures de roches vertes. RPGB : Rice Lake-Pickle Lake Gold Belt. TVGB : Timmins-Val-d'Or Gold Belt. Tirée de Robert et al. (2005).

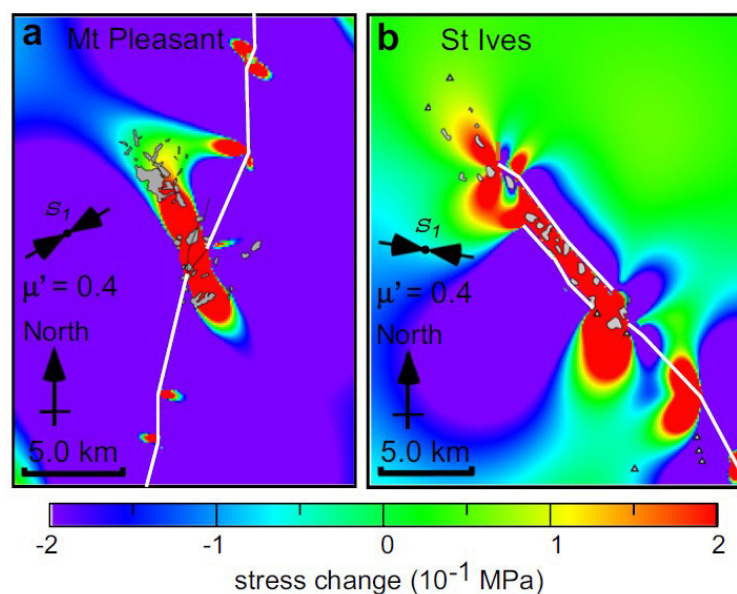


Figure 1.3 : Modélisation des changements de contraintes au pourtour d'un segment de faille activé. Les gisements aurifères orogéniques sont associés spatialement avec les zones enregistrant un changement positif de contraintes. Tirée de Micklethwaite et al. (2010).

1.2 Contexte spécifique : Sous-province d'Abitibi

La Sous-province d'Abitibi fait partie de la Province de Supérieur d'âge archéen. Dans sa portion Est, cette ceinture de roches vertes est communément divisée en deux parties (Figure 1.4), la Zone Volcanique Nord et la Zone Volcanique Sud, par la Faille de Destor-Porcupine d'orientation Est-Ouest (Mueller et al. 1996; Chown et al. 2002; Daigneault et al. 2002). La Zone Volcanique Sud est bordée au Sud par la Sous-province de Pontiac dominée par les roches sédimentaires (Figure 1.5). La limite est représentée par la Faille de Cadillac (également connue sous le nom de Zone Tectonique de Cadillac ou Zone de Faille de Cadillac-Larder Lake), une structure crustale de plusieurs centaines de kilomètres de long et d'orientation globalement Est-Ouest. La région autour de la Faille de Cadillac est dominée par plusieurs assemblages volcaniques et sédimentaires locaux (Figure 1.6) dont l'essentiel de l'évolution s'étend de 2720 Ma à 2640 Ma (Davis 1992; Davis 2002). Les groupes de Malartic et Louvicourt, à l'Est, forme un ensemble cohérent de roches volcaniques mises en place de 2730 à 2690 Ma à prédominance ultramafique à mafique (Corfu 1993; Pilote et al. 1999; Ross et al. 2011; Mueller et al. 2012; Pilote et al. 2015a). À l'Ouest se situe le Groupe de Blake River, composé de roches mafiques à felsiques d'âge compris entre 2705 et 2695 Ma (Corfu et al. 1989; Corfu et al. 1993; Mortensen 1993; McNicoll et al. 2014; Moore et al. 2016). L'ensemble est séparé par des séquences sédimentaires de type turbidites intercalées de conglomérats et de formations de fer déposées vers 2695 Ma et désignés comme le Groupe de Cadillac. Dans la Sous-province de Pontiac, le Groupe de Pontiac, composé de séquences de turbidites et de quelques formations de fer, constitue l'essentiel des roches supracrustales et s'est déposé

conjointement avec le Groupe de Cadillac entre 2682 et 2694 Ma (Mortensen 1993; Davis 2002). Finalement, plusieurs bassins sédimentaires dominés par des assemblages de conglomérats polygéniques et grès sont spatialement et tectoniquement associés à l'activité de la Faille de Cadillac. Ils sont rassemblés dans le Groupe de Timiskaming et constitue l'ensemble le plus jeune de la Zone Volcanique Sud en étant déposé vers 2670-2680 Ma (Davis 2002; Pilote et al. 2015a). Tous ces assemblages volcaniques et sédimentaires sont pour la plupart séparés par des contacts faillés. Ces failles, d'importance variable, sont globalement d'orientation Est-Ouest à Sud-Est et définissent le grain structural dans la Zone Volcanique Sud.

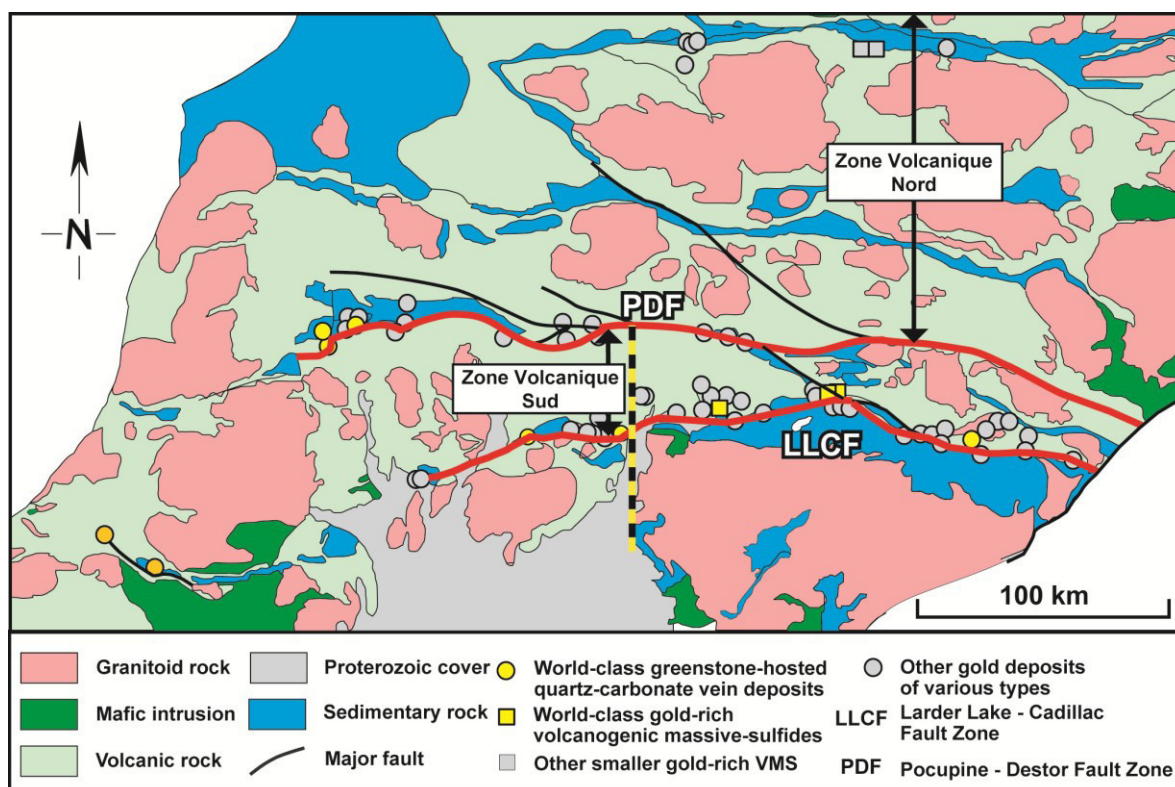


Figure 1.4 : Géologie simplifiée de la Sous-province d'Abitibi. Modifiée de Dubé et Gosselin (2007). La limite entre les portions Est et Ouest est indiquée en tireté jaune et noir.

La Faille de Cadillac demeure la plus importante structure de la région en terme géographique, économique et géologique. Découverte par Cooke et al. (1931), son ampleur est mesurée par les travaux de cartographie de Gunning et Ambrose (Gunning 1937; Gunning et Ambrose 1940; Gunning 1941), puis par Dimroth et al. (1983b) et Hubert et al. (1984). Elle est globalement orientée Est-Ouest avec un pendage abrupt vers le Nord à subvertical. Cependant, son tracé varie localement en direction et pendage, formant des segments homogènes séparés les uns des autres par des failles secondaires ou des courbures abruptes (Figure 1.7). La faille et son évolution ont fait l'objet de nombreuses études portant sur des secteurs d'envergure locale (e.g. Robert 1989; Wilkinson et al. 1999; Ispolatov et al. 2005; Zhang et al. 2014b; Lafrance 2015). Les styles structuraux associés à ses segments semblent varier d'après les auteurs, qui notent la présence de plusieurs générations de foliation, d'indicateurs cinématiques, de plissement et de linéations d'étirement d'orientation variable. Globalement, la plupart des auteurs reconnaissent l'existence de mouvements inverses, normaux et dextres, mais l'ordre chronologique de ces événements, les événements invoqués pour leur origine et leur implication régionale sont très débattus et peuvent refléter les variations du style structural de la Faille et de ses environs. À l'échelle régionale, la partie orientale forme une limite entre deux domaines métamorphiques entre la Zone Volcanique Sud au faciès schistes verts ou inférieurs, et la Sous-province de Pontiac au faciès amphibolites (Dimroth et al. 1983a; Powell et al. 1995; Faure 2015). La position exacte de la limite métamorphique est cependant variable d'Est en Ouest et située globalement entre 1 et 5 km au Sud de la Faille de Cadillac.

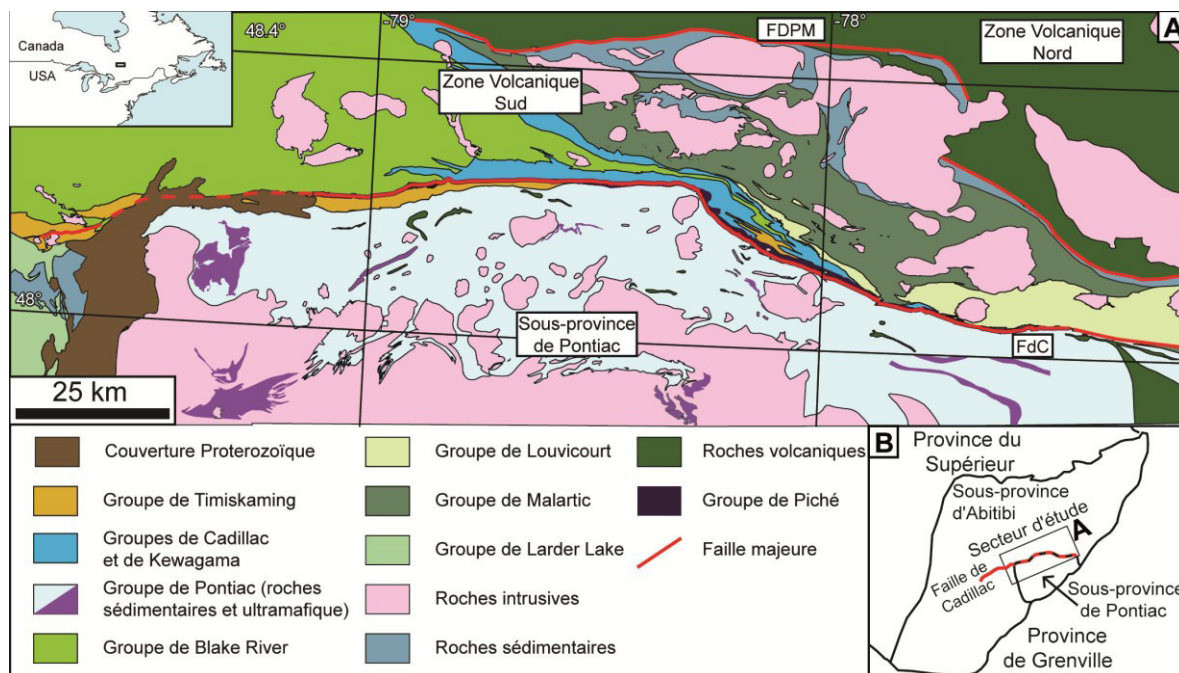


Figure 1.5 : Géologie régionale de la portion orientale de la Faille de Cadillac. FdC : Faille de Cadillac. FDPM : Faille de Destor-Porcupine-Manneville. D'après Hubert et al. (1984); Imreh (1984); Desrochers et Hubert (1996).

Une particularité majeure de la Faille de Cadillac est l'association spatiale de roches volcaniques plus ou moins déformées et altérées reconnues tout le long du tracé de la faille (Figure 1.5). Ces roches, généralement dominées par des roches ultramafiques, sont rassemblées dans la partie orientale de la Faille de Cadillac sous le nom de Formation ou Groupe de Piché (Latulippe 1976). Elles hébergent plusieurs gisements orogéniques, notamment le gisement de classe mondiale Canadian Malartic. Malgré quelques études locales, l'organisation et l'origine de cet assemblage demeurent peu documentées. En particulier, la relation de cette unité avec l'histoire structurale de la Faille de Cadillac est inconnue. De plus, le degré de déformation du Groupe de Piché dans la Faille de Cadillac empêche sa mise en relation stratigraphique avec le reste de la Zone Volcanique Sud.

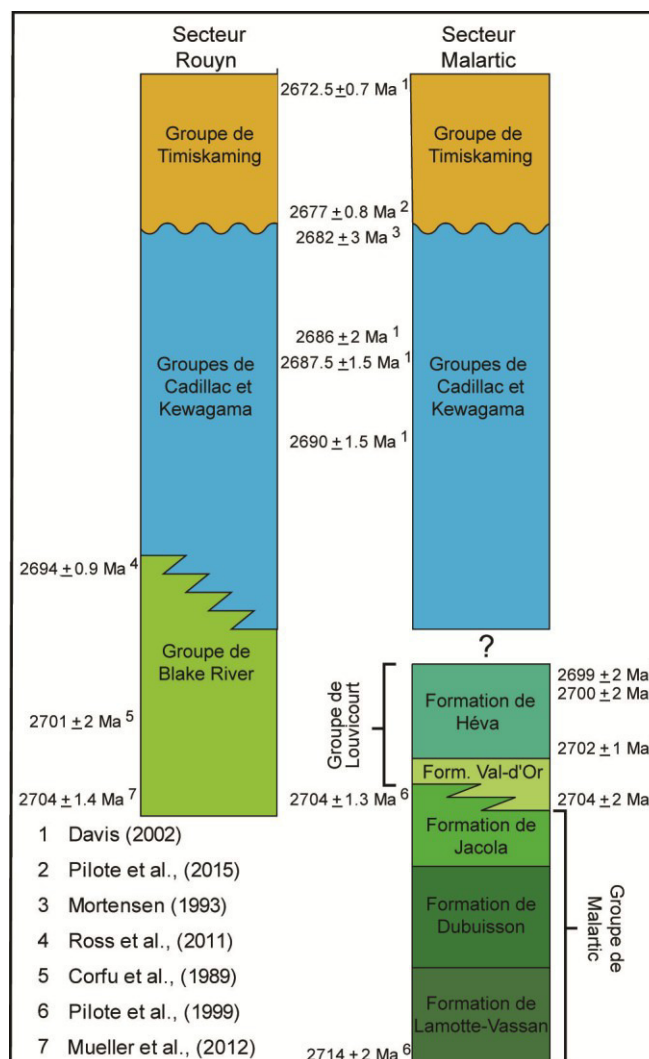


Figure 1.6 : Colonne stratigraphique des principaux ensembles volcaniques et sédimentaires de la Zone Volcanique Sud dans la portion Est de la Faille de Cadillac. Relation stratigraphique d'après Dimroth et al. (1983b); Tourigny et al. (1988); Mueller et al. (1996); Scott et al. (2002).

Plusieurs grappes de gisements sont distribués à proximité de la Faille de Cadillac. Historiquement, bien que plusieurs gisements soient localisés directement sur la faille, les plus significatifs sont situés à côté de celle-ci, comme ceux faisant partie des districts de Malartic, de Val-d'Or ou de Kerr Addison. Ces districts sont documentés comme des champs aurifères regroupant des gisements aux caractéristiques semblables, avec quelques nuances d'un gisement à l'autre (Rafini 2014). Profitant de plus d'un siècle d'exploration,

de nombreux auteurs ont cherché à déterminer les relations entre la minéralisation et la déformation associée à la faille à l'aide de relations avec le contexte géologique et de datations absolues et relatives (e.g. Claoue-Long et al. 1990; Corfu et Davis 1991a; Couture et al. 1994; Neumayr et Hagemann 2002). À l'échelle régionale, la minéralisation s'est probablement mise en place pendant la déformation ductile (Kerrick et Cassidy 1994; Kerrich et al. 2000; Goldfarb et al. 2001). Celle-ci est reconnue comme active de 2680 à 2640 Ma tandis que la mise en place des minéralisations est globalement estimée sur une période de 2680 à 2670 Ma. Cependant, une relation chronologique plus précise avec les différents événements de déformation n'est pas encore universellement acceptée. Cette problématique vient potentiellement en partie de variations dans les styles de déformation le long de la Faille de Cadillac, qui peuvent parfois empêcher la corrélation des événements de déformation d'un secteur à l'autre de la faille. Plus récemment, d'autres études ont visé au développement de modèles de prédiction en se basant sur les événements de déformations majeurs et la distribution des gisements aurifères connus. En particulier, Rabeau (2010) a proposé une méthode prédisant les zones de dilatation à proximité de la portion centrale de la Faille de Cadillac (région de Rouyn-Noranda) en modélisant les contraintes associées au raccourcissement Nord-Sud. Par ailleurs, Rafini (2011) a modélisé les changements de la contrainte de Coulomb engendrés par le décrochement dextre de deux segments de la Faille de Cadillac orienté Est-Ouest, ce qui a permis une bonne corrélation avec le district de Malartic.

1.3 Problématique spécifique : la Faille de Cadillac

La Faille de Cadillac a fait l'objet d'études structurales et métallogéniques à travers de multiples travaux s'échelonnant sur siècle. Malgré tout, son histoire structurale ne fait pas consensus et sa remise en contexte tectonique reste très débattue et s'inscrit dans le plus large débat du régime tectonique dominant à l'Archéen. En effet, la Faille de Cadillac a tour à tour été interprétée comme une bordure de « terrane » durant l'accrétion de la Sous-province de Pontiac (Card 1990; Desrochers et Hubert 1996; Mueller et al. 1996; Bédard et al. 2013), l'évolution d'un flanc de pli majeur durant le raccourcissement d'un ensemble autochtone (Benn et Peschler 2005; Bleeker 2015) ou encore une suture de subduction (Ludden et Hynes 2000; Daigneault et al. 2002; Wyman et al. 2002). Ces interprétations sont elles-mêmes opposées à travers différents modèles tectoniques dont les principaux sont la subduction de la Sous-province de Pontiac sous la Zone Volcanique Sud, l'accrétion de plusieurs ceintures de roches vertes (Dimroth et al. 1983b; Mueller et al. 1996) ou encore de sagduction (Shoufa et Beakhouse 2013). Il demeure que toutes les études dédiées à la Faille de Cadillac étaient réalisées sur des secteurs restreints, ce qui peut expliquer en partie les conflits d'interprétations. Il devient ainsi nécessaire d'établir une synthèse régionale de la Faille de Cadillac afin de déterminer son évolution structurale et proposer une origine à cette faille majeure.

Dans cette perspective, le Groupe de Piché doit également être remis en contexte dans cette évolution. En effet, documenter cet assemblage volcanique et en établir l'origine permettra de préciser davantage l'évolution de la Faille de Cadillac, notamment les premiers événements de déformation qui peuvent être responsables de la présence

d'écailles tectoniques dans la faille. Pilote et al. (2015a) ont récemment pu obtenir deux âges dans le district de Malartic qui situent le volcanisme du Groupe de Piché avant 2704 et 2708 Ma. Néanmoins, le Groupe de Piché est reconnu officiellement sur environ 125 km. Bien que la présence de roches volcaniques dans un contexte similaire dans la partie méridionale de la Faille de Cadillac permette de l'étendre davantage (Smith et al. 1993; Ispolatov et al. 2005; Ispolatov et al. 2009), si bien qu'il est peu probable que cette unité puisse être considérée comme latéralement homogène. À l'heure actuelle, le Groupe de Piché reste documenté par quelques études d'échelles très locales (Latulippe 1976; Landry 1991; Simard 2010), si bien que les lithologies le composant, leur proportion ainsi que la variation latérale de ces roches restent à établir. De ce point de vue, la désignation de "Groupe" est également sujette à discussion.

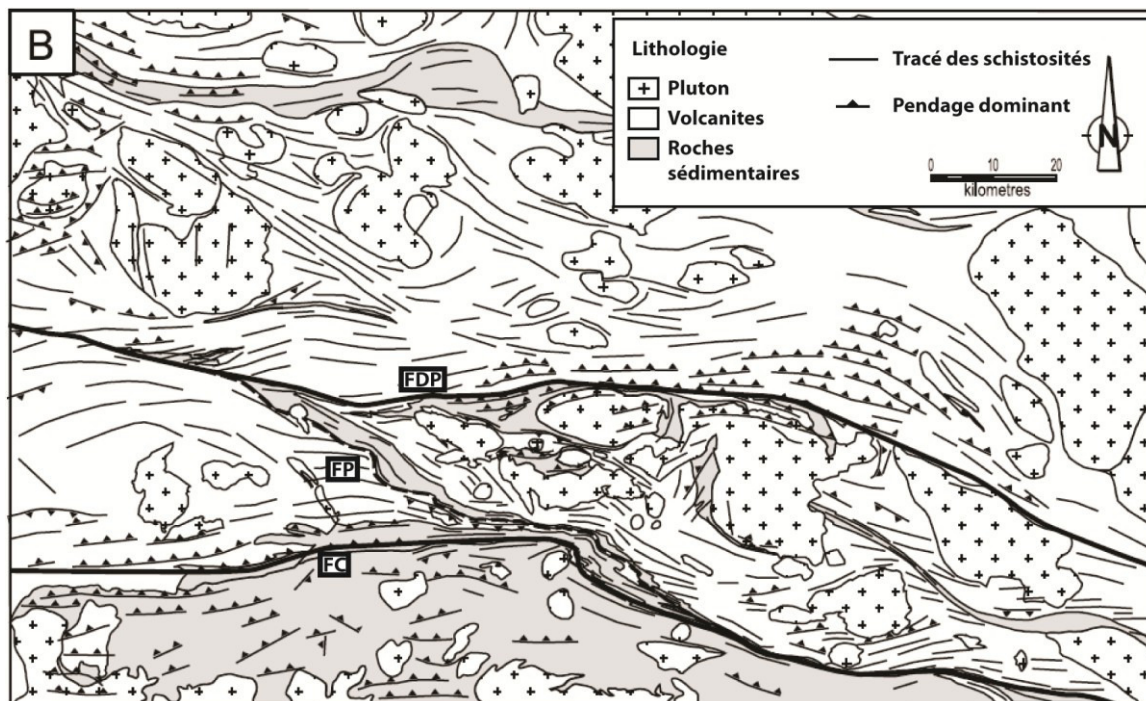


Figure 1.7 : Trajectoire et pendage de la foliation régionale dans la Zone Volcanique Sud. Modifiée de Daigneault et al. (2002). FDP : Faille Destor-Porcupine. FP : Faille de Parfouru. FC : Faille de Cadillac.

L'étude exploratoire par Rafini (2011) de la modélisation de la contrainte de Coulomb, permettant la désignation de zones potentielles de décharges des fluides hydrothermaux, a produit des résultats montrant une excellente corrélation avec des gisements aurifères déjà connus. Cependant, la connaissance actuelle du cadre géologique de la Zone Volcanique Sud permet de tester ce modèle plus loin. La synthèse de l'évolution de la Faille de Cadillac va permettre de mieux contraindre le cadre théorique de la dynamique sismique de celle-ci. En se basant sur les résultats de recherches sur la Faille de Cadillac et sur les connaissances existantes, il sera également possible de tenir compte du cadre structural régional et inclure le réseau de structures anastomosées dont fait partie la Faille de Cadillac. Il est attendu que les failles secondaires aient un impact sur la géométrie des zones de changements positif et négatif de la contrainte de Coulomb. De la même façon, les grands domaines lithologiques (sédimentaire, volcanique, intrusif) et leurs contacts possèdent des propriétés rhéologiques différentes qui sont également susceptibles de modifier les résultats de la modélisation. Aussi, il est nécessaire de déterminer l'impact de ces différents facteurs dans la modélisation sismique de la Faille de Cadillac.

1.4 Objectifs

Cette thèse a pour principaux buts de: (1) synthétiser l'évolution structurale de la Faille de Cadillac et (2) tester la possible influence du dernier événement de déformation sur la distribution des gisements aurifères orogéniques connus. Ils s'articulent autour de 3 objectifs se succédant :

- Identifier, caractériser et établir les relations des différents événements de déformation enregistrés au pourtour de la Faille de Cadillac, afin de proposer un modèle de son évolution.
- Déterminer la nature et les caractéristiques du Groupe de Piché. Les informations géologiques issues des travaux de terrain et de compilation ainsi que les analyses géochimiques permettront de caractériser cet assemblage et de discuter sa place dans l'histoire régionale de l'Abitibi et dans celle de la Faille de Cadillac.
- Établir et tester un modèle sismique tenant compte des informations géologiques de l'Abitibi et de l'évolution de la Faille de Cadillac. Il s'agit ici de prédire les zones favorable à la décharge de fluides hydrothermaux pendant l'activité sismique de la dernière phase de déformation de la Faille de Cadillac

1.5 Méthodologie

L'approche retenue pour parvenir à répondre à chacun de ces objectifs varie d'un volet à l'autre. À la base de la réalisation des deux premiers objectifs se trouve une importante phase de travaux de terrain suivie d'une phase de traitement des informations recueillies notamment sous la forme d'analyses géochimiques et pétrographiques. Ces résultats sont ensuite recoupés avec un travail de compilation des données et études antérieures disponibles sur la Faille de Cadillac et le Groupe de Piché. Le troisième volet utilise les informations géologiques disponibles, y compris celles provenant des deux premiers volets, pour contraindre les paramètres de la modélisation sismique de la Faille de Cadillac.

1.5.1 Travaux de terrains

Cette phase vise à documenter le style structural des alentours de la Faille de Cadillac dans une limite d'environ 10 km de part et d'autre, ainsi que les failles secondaires qui la bordent. Le secteur d'étude a préalablement été découpé en plusieurs segments correspondants à des variations de la géométrie de la Faille de Cadillac. Il s'agit ici de réaliser des sections structurales représentatives de chaque segment pour pouvoir ensuite les comparer. Les affleurements documentés ont préalablement été déterminés par une combinaison d'image satellite, par la compilation d'affleurements déjà connus et par la nécessité de couvrir des zones peu cartographiées. Leur distribution reflète également les possibilités d'accès. L'emphase a été portée sur l'identification et la description d'éléments structuraux incluant notamment les fabriques (schistosité, clivage), les linéations d'étirement associées, les plis asymétriques et leurs éléments associés (plan axial, axe de pli), les veines et les différents types d'indicateurs de cisaillement. Dans le cas d'affleurements localisés dans le Groupe de Piché, une attention a également été portée aux évidences de faciès volcaniques. Les affleurements d'intérêts ont fait l'objet de cartographies détaillées pour augmenter la qualité des informations, lorsque possible. Au total, 509 stations ont été décrites, incluant 14 cartographies détaillées. Les données recueillies ont été numérisées à l'aide de logiciels de géomatiques (ArcGIS et MapInfo) et d'illustration (Adobe Illustrator). Les données structurales ont été synthétisées sur stéréonets. Toutes les données sont localisées dans le système de coordonnées UTM NAD 83 Zone 17U ou Zone 18U dépendamment du secteur considéré.

1.5.2 Analyses pétrologiques et géochimiques

Certains des échantillons prélevés sur les affleurements ont été utilisés pour confectionner des lames minces de 30 μm pour un total de 150. Les échantillons ont été choisis en fonction de l'importance des informations obtenues sur l'affleurement dans le but d'établir les relations chronologiques entre les éléments structuraux. Ces observations permettent ensuite d'établir la séquence de déformation à l'échelle des segments puis de la Faille de Cadillac. Dans les cas complexes ou lorsque la linéation d'étirement est mal définie, elles sont orientées dans les plans XY et YX afin d'obtenir une meilleure observation de la linéation d'étirement et des indicateurs de cisaillement.

Une analyse géochimique des éléments majeurs et traces a également été conduite sur les échantillons issus du Groupe de Piché dans le but de préciser la nature des protolithes et documenter la signature géochimique de l'assemblage. Les échantillons utilisés proviennent à la fois d'affleurements décrits et de prélèvement de carottes de forages à plusieurs compagnies minières et d'exploration. Sur 135 échantillons analysés, 75 proviennent des compagnies Ressources Yorbeau, Corporation Minière Osisko (acquise par Mines Agnico-Eagle et Yamana Gold Inc.) et Alexandria Minerals Corporation. Tous les échantillons ont été sélectionnés pour obtenir autant que possible une représentativité du Groupe de Piché dans chaque segment tout en étant idéalement le moins altérés. Toute trace d'altération de surface a ensuite été enlevée à l'aide d'une scie au diamant. Les échantillons ont ensuite été traités par ALS Minerals Ltd. (Val-d'Or, Québec) par digestion au borate de lithium puis analysé par FUS-ICP pour les éléments majeurs et FUS-MS pour les éléments

traces. La précision des analyses a été vérifiée en incluant des blancs fournis par le MERN tous les 25 échantillons, ainsi que des standards internes placés par le laboratoire.

1.5.3 Modélisation numérique

La modélisation sismique de la Faille de Cadillac se base sur la théorie des répliques (« aftershocks ») appliquée en sismologie (King et al. 1994; Stein 1997; Toda et al. 1998). Suite à une rupture majeure le long d'une faille, la distribution environnante de la contrainte élastique est grandement modifiée. Certaines zones sont amenées plus proche d'un stade de rupture, favorisant ainsi l'activité cosismique et hydrothermale (Cox et Ruming 2004; Micklethwaite et Cox 2004), tandis que d'autres secteurs demeurent inactifs. En déterminant et simulant la rupture d'un segment de faille, il devient possible de déterminer les zones enregistrant ces changements de contrainte. La contrainte de Coulomb (Figure 1.8) permet de mesurer si l'environnement affecté s'éloigne ou se rapproche des conditions de rupture selon

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu(\sigma_\beta - p)$$

où σ_f est le changement de la contrainte de Coulomb, τ_β le changement de contrainte de cisaillement et σ_β est le changement de contrainte normale. p représente la pression hydrostatique exercée par les fluides confinés et μ correspond au coefficient de friction. Dans un contexte où le transfert de contrainte statique est plus rapide que la diffusion de la pression des pores, l'expression peut être simplifiée par :

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu'(\sigma_\beta)$$

où

$$\mu' = \mu(1-B)$$

Dans cette équation, B désigne le coefficient de Skempton qui est une valeur empirique. Dans la littérature, u' a une valeur fixée entre 0.2 et 0.8.

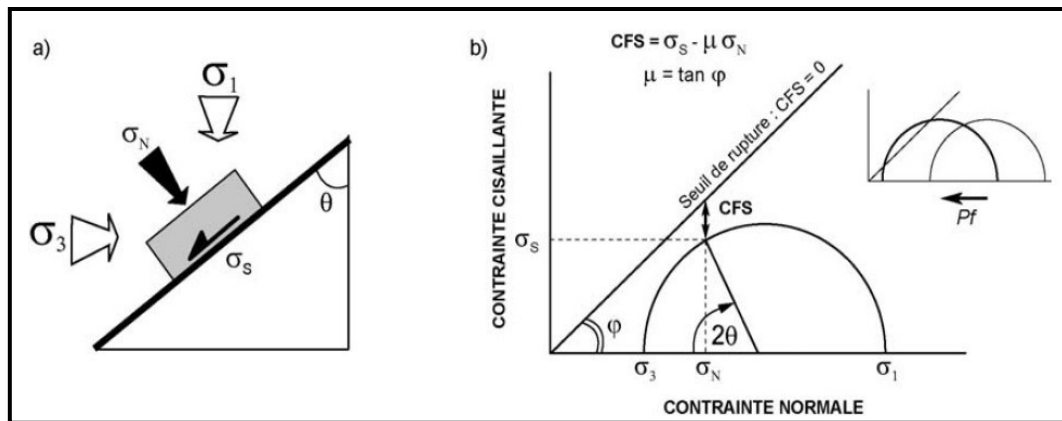


Figure 1.8 : Relation mécanique et Cercle de Mohr associé à la contrainte de Coulomb. a) Schéma décomposant la contrainte σ_1 appliquée sur un plan orienté selon un angle θ° par rapport à cette contrainte en une contrainte normale (σ_N) et de cisaillement (σ_S). b) diagramme de Mohr illustrant la relation entre le seuil de rupture de la roche avec les contraintes décomposées et la contrainte de Coulomb (CFS). Pf indique le changement de condition sous l'effet de la pression exercée par les fluides. Tirée de Rafini (2011).

1.5.3.1 UDEC

La simulation numérique est réalisée à l'aide du code numérique UDEC (Universal Distinct Element Code, Cundall 1980) et permet de simuler en 2D la déformation interne de blocs séparés par des discontinuités. Les conditions appliquées au modèle prennent en compte des contraintes aux limites et des déplacements fixes imposés localement aux discontinuités. Ces caractéristiques font que UDEC est adapté à résoudre des problèmes dans des contextes géologiques en permettant la modélisation d'ensembles lithologiques

séparés par des failles ou des contacts. Il est ainsi possible de simuler la rupture précise d'un segment associé à un déplacement fini.

1.5.3.2 Paramètres modélisés sous UDEC

Plusieurs modèles géomécaniques représentant une vue planaire des environs de la Faille de Cadillac ont été réalisés avec un degré croissant de complexité en incluant plusieurs paramètres. Le modèle de base inclut seulement la Faille de Cadillac et simule la rupture d'un segment à la fois. Les dimensions du segment permettent de calibrer la quantité de mouvement associé au séisme en suivant la Loi de Gutenberg-Richter (Sibson 1989; Amelung et King 1997). Ensuite le bâti géologique régional est inclus, représentant les grands ensembles lithologiques (volcanique, sédimentaire et intrusif) et leurs limites (contact, failles de différents ordres de grandeur).

Un autre paramètre considéré est l'orientation du plan, qui subit les contraintes et permet le calcul de la contrainte de Coulomb. Il est possible de tester chaque modèle face à un plan orienté de façon optimale selon les contraintes régionales simulées, ou d'utiliser un objet géologique dont l'orientation varie dans l'espace, comme une foliation déjà acquise durant un épisode de déformation antérieure.

Le dernier paramètre qui a été testé est l'influence de doublets sismiques, c'est-à-dire des répliques sismiques générées par d'autres segments de failles activés à la suite du séisme principal. Une réplique considérée comme un doublet a une amplitude similaire au séisme principal, est localisée à proximité de ce dernier et apparait dans les zones de

dommages associées à la rupture du premier segment (Lay et Kanamori 1980; Daniel 2007; Gibowicz et Lasocki 2007).

Au final, le modèle sismique pour la Faille de Cadillac doit tenir compte des connaissances géologiques disponibles (failles, lithologies), tester différents paramètres (doublets sismiques, orientation du plan receveur), tout en respectant les règles de sismologie (mouvement fini, magnitude associée). Le modèle est ensuite comparé avec la distribution des gisements orogéniques connus. Le modèle est jugé pertinent s'il est capable de générer des zones de dommage qui corrèlent avec la position de ces gisements.

1.6 Contribution

Cette thèse se présente sous la forme d'un recueil de 3 manuscrits d'article scientifique. L'auteur de la thèse est le premier auteur de chacun de ces articles. Ces articles ont été écrits en anglais afin d'être publiés dans des revues scientifiques internationales. Ils constituent respectivement les chapitres 2, 3 et 4 de la thèse.

Le premier article (Chapitre 2) est intitulé "Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada" et a été publié dans "Ore Geology Review" en avril 2017. Il présente une synthèse structurale de la Faille de Cadillac et propose son évolution dans le temps. Cette étude innove en ayant réalisé des travaux de terrain sur plus 150 km le long de la faille et en démontrant que la faille peut être divisée en segments de 30 à 50 km de long possédant des styles structuraux différents. L'évolution globale de la faille comprend quatre épisodes de déformation dont les empreintes respectives s'expriment différemment d'un segment à l'autre. Cette étude

illustre l'importance de structures précoces héritées jouant un rôle majeur dans le développement de la Faille de Cadillac. Ces structures correspondent spatialement avec la distribution des grappes de gisements possédant des styles métallogéniques propres. Le premier auteur a réalisé les observations de terrain, leur interprétation et est responsable de la rédaction de l'article, y compris de la conception des figures. Réal Daigneault a participé aux observations de terrain critiques et à l'interprétation des travaux de terrain et supervisé la rédaction de l'article. Pierre Pilote, en tant que chargé de projet de l'équipe de cartographie du Sud de l'Abitibi, a également participé à certains travaux de terrains. Il a également fourni les corrections finales de l'article. Silvain Rafini a fourni une relecture en vue de l'amélioration de l'article.

Le second article (chapitre 3), a été publié dans la revue « Canadian Journal of Earth Science » en mars 2018 et s'intitule « Origin of the Piché Structural Complex and implications for the early evolution of the Archean crustal-scale Cadillac-Larder Lake Fault Zone, Canada ». Il documente le Groupe de Piché au sein de la Faille de Cadillac et explore son implication dans l'évolution structurale de l'Abitibi Sud. L'article propose de renommé cet assemblage comme le Complexe structural de Piché en se basant sur une compilation originale de forages distribués sur plus de 150 km de long qui le définit comme un ensemble d'écailles cohérentes de 15 à 30 km de long. Ces écailles possèdent chacune un assemblage lithologique et une géométrie caractéristiques. L'étude illustre comment ces écailles ont été insérées de façon précoce dans l'histoire structurale de la Faille de Cadillac et sont toutes extraites d'une section de la croûte comprenant les groupes de Malartic, Louvicourt et Cadillac. Les résultats indiquent que la composante ultramafique ddu

Complexe structural de Piché, altérée précocement, a permis le détachement de ces écailles et concentré la déformation durant la déformation le long de la Faille de Cadillac. Le premier auteur est responsable des travaux de cartographie, de la compilation et mise en section des données de forage, de l'interprétation des données, de la rédaction du manuscrit et de ses figures. Lucie Mathieu a fourni une relecture approfondie du manuscrit, en particulier les sections ayant trait à la géochimie, et participé à l'interprétation des résultats géochimiques. Réal Daigneault a supervisé la rédaction de l'article et participé à l'interprétation des données de forages et des cartographies détaillées. Il a également fourni une relecture critique du manuscrit en vue de l'améliorer. Pierre Pilote a fourni les données brutes de forages et contribué au processus de discussion scientifique.

Le dernier article (chapitre 4), intitulé « Modelling seismically-induced mesothermal goldfields along the deep-rooted Cadillac-Larder Lake Fault, Abitibi, Canada », a été accepté avec corrections mineures dans la revue « Geofluids » en novembre 2017. Il porte sur la modélisation de la dynamique sismique de la Faille de Cadillac durant la phase de décrochement tardive et son influence sur la création de zones favorables à la mise en place de minéralisations aurifères orogéniques. Le modèle utilisé s'appuie sur les connaissances géologiques régionales et l'évolution structurale proposée dans le premier article. Les zones de dommage sont déterminées par le calcul de la contrainte de Coulomb à la suite d'une rupture d'un segment de la Faille de Cadillac. Cette étude démontre comment l'environnement géologique, tel que les failles et les fabriques structurales, influence la géométrie des zones de dommage et illustre que la modélisation sismique peut constituer un outil d'exploration pour les minéralisations aurifères orogéniques. Le premier auteur est

responsable des différentes modélisations et de la rédaction du manuscrit. Silvain Rafini est à l'origine des premières tentatives de modélisation qui sont les prémices de cette étude. Il a supervisé de près la préparation du manuscrit et a rédigé certaines sections dans la discussion et la méthodologie. Il est également l'auteur de plusieurs des figures. Réal Daigneault a fourni une relecture du document.

Ces articles sont repris dans un dernier chapitre contenant une discussion ainsi que des conclusions. Il s'agit ici de faire le lien entre plusieurs aspects abordés dans ces articles, notamment à propos d'une vision d'ensemble de l'évolution de la Faille de Cadillac, mais également d'un point de vue économique.

Finalement, en annexe se trouve un rapport réalisé dans le cadre de la convention avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Ce document (Bedeaux et al. 2015; MB-2015-13) se veut un guide pour toute personne ayant à travailler sur la Faille de Cadillac et sur le Complexe structural de Piché. En plus de contenir de nombreuses cartes régionales, cartographies locales et planches de photographies inédites, ce rapport aborde également plusieurs sujets qui dépassaient le cadre de la thèse, dont un traitement peut-être plus approfondi de la géochimie du Complexe structural de Piché, ainsi que des recommandations sur des travaux ultérieurs à réaliser sur la Faille de Cadillac. Finalement, parallèlement à la rédaction des articles et de ce rapport, le premier auteur a dirigé en partie plusieurs excursions sur la Faille de Cadillac et le Groupe de Piché (Forum Technologique de Rouyn, 2014; GAC-MAC, 2015; Forum Technologique de Val-d'Or, 2016).

1.7 Références

- Amelung, F., et King, G. 1997. Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults. *Geophys. Res. Lett.* **24**(5): 507-510. doi: 10.1029/97GL00287.
- Bateman, R., et Hagemann, S. 2004. Gold mineralisation throughout about 45 Ma of Archaean orogenesis: protracted flux of gold in the Golden Mile, Yilgarn craton, Western Australia. *Miner. Depos.* **39**(5-6): 536-559. doi: 10.1007/s00126-004-0431-2.
- Bédard, J.H., Harris, L.B., et Thurston, P.C. 2013. The hunting of the snArc. *Precambrian Res.* **229**: 20-48. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.001>.
- Bedeaux, P., Daigneault, R., et Pilote, P. 2015. Évolution structurale, modélisation des paléocontraintes et implications sur les minéralisations aurifères orogéniques le long des failles majeures : application à la Faille de Cadillac, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. MB 2015-13. 105 p.
- Benn, K., et Peschler, A. 2005. A detachment fold model for fault zones in the Late Archean Abitibi greenstone belt. *Tectonophy.* **400**(1-4): 85-104. doi: 10.1016/j.tecto.2005.02.011.
- Bleeker, W. 2015. Synorogenic gold mineralization in granite-greenstone terranes: the deep connection between extension, major faults, synorogenic clastic basins, magmatism, thrust inversion, and long-term preservation. Geological Survey of Canada. Open File 7852. p. 25–47.

- Bloem, E., Dalstra, H.J., Groves, D., et Ridley, J. 1994. Metamorphic and structural setting of Archaean amphibolite-hosted gold deposits near Southern Cross, Southern Cross Province, Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geol. Rev.* **9**: 183-208.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of archaean accretion. *Precambrian Res.* **48**(1-2): 99-156. doi: 10.1016/0301-9268(90)90059-y.
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., et Mansfield, C.S. 1995. Fault growth by segment linkage; an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *J. Struct. Geol.* **17**(9): 1319-1326.
- Chown, E.H., Harrap, R., et Moukhsil, A. 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 291-310. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00013-x.
- Claoue-Long, J.C., King, R.W., et Kerrich, R. 1990. Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt; constraints on the timing of gold mineralisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **98**(1): 109-128.
- Cooke, H.C., James, W.F., et Mawdsley, J.B. 1931. *Geology and Ore Deposits of Rouyn-Harricanaw Region, Quebec*. Canada Department of Mines, Geological Survey. Memoir 166.
- Corfu, F. 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone-belt in light of precise U-Pb geochronology. *Dans Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* pp. 1323-1340.
- Corfu, F., et Davis, D.W. 1991. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone-belt - constraints on the timing of gold mineralization - comment. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**(2-4): 545-552. doi: 10.1016/0012-821x(91)90229-b.

- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y., et Jensen, L.S. 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Can. J. Earth Sci.* **26**(9): 1747-1763. doi: <http://dx.doi.org/10.1139/e89-148>.
- Corfu, F., Spooner, E.T.C., et Barrie, C.T. 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Econ. Geol.* **88**(6): 1323-1340. doi: <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.88.6.1323>.
- Couture, J.F., Pilote, P., Machado, N., et Desrochers, J.P. 1994. Timing of gold mineralization in the Val-d'Or district, Southern Abitibi Belt - evidence for 2 distinct mineralizing events. *Econ. Geol.* **89**(7): 1542-1551.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., et Braun, J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Soc. Econ. Geol. Rev.*(14): 1-24.
- Cox, S.F., et Ruming, K. 2004. The St Ives mesothermal gold system, Western Australia - a case of golden aftershocks? *J. Struct. Geol.* **26**(6-7): 1109-1125. doi: [10.1016/j.jsg.2003.11.025](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.025).
- Cox, S.F., Wall, V.J., Etheridge, M.A., et Potter, T.F. 1991. Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits - examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geol. Rev.* **6**: 391-423.
- Cundall, P. 1980. UDEC, a generalised distinct element program for modelling jointed rock., U.S. Army Europ. Res. Office and Defence Nucl. Agency, . Contract Rep., DAJA 37-39-C-0548.

- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H. 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 261-290. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00012-8.
- Daniel, G. 2007. Réponse sismique de la croûte terrestre à un changement de contrainte : application aux doublets de séismes. Thèse de doctorat, Université Joseph Fournier - Grenoble I, Grenoble, France.
- Davis, D.W. 1992. Ages constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U–Pb analysis of detrital zircons. *Lithoprobe Report 25*, UBC, Vancouver, Canada. pp. 147-150.
- Davis, D.W. 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 97-117. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00007-4.
- Desrochers, J.P., et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **33**(11): 1556-1569.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rochelbau, M. 1983a. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 111: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Can. J. Earth Sci.* **20**: 1374-1388.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rochelbau, M. 1983b. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical mode. *Can. J. Earth Sci.* **20**: 1355-1373.

- Dubé, B., et Gosselin, P. 2007. Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geol. Assoc. Can., Miner. Depos. Div., Spec. Publ. **5**: 49-73.
- Faure, S. 2015. Relations entre les minéralisations aurifères et les isogrades métamorphiques en Abitibi. Rapport. Projet CONSOREM 2013-03. 52 p.
- Feng, R., et Kerrich, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the archaean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada - implications for tectonic history and source regions. Chem. Geol. **98**(1-2): 23-70. doi: 10.1016/0009-2541(92)90090-r.
- Gaboury, D. 2001. Predictive Distribution of Fault-Fill and Extensional Veins : Example from the Sigma Gold Mine, Abitibi Subprovince, Canada. Econ. Geol. **96**: 1397-1405.
- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., et Groves, D. 1995. A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. Miner. Depos. **30**: 408-410.
- Ghisetti, F., et Vezzani, L. 2005. Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). Tecton. **24**(4): 17. doi: <http://dx.doi.org/10.1029/2004TC001696>.
- Gibowicz, S.J., et Lasocki, S. 2007. Analysis of shallow and deep earthquake doublets in the Fiji-Tonga-Kermadec region. Pure Appl. Geophys. **164**(1): 53-74. doi: 10.1007/s00024-006-0155-6.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., et Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geol. Rev. **18**(1-2): 1-75. doi: 10.1016/s0169-1368(01)00016-6.

- Groves, D., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., et Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* **13**: 7-27.
- Groves, D., et Phillips, G.N. 1987. The genesis and tectonic control on Archaean Gold deposits of the Western Australian shield - a Metamorphic replacement model. *Ore Geol. Rev.* **2**: 287-322
- Gunning, H.C. 1937. Cadillac area, Quebec. Geological Survey of Canada. Memoir 206. 80 p.
- Gunning, H.C. 1941. Bousquet-Joannès area, Quebec. . Geological Survey of Canada. Memoir 231. 127 p.
- Gunning, H.C., et Ambrose, J.W. 1940. Malartic Area, Quebec. Geological Survey of Canada. Memoir 222. 162 p.
- Hagemann, S.G., Groves, D., Ridley, J., et Vearncombe, J.R. 1992. The Archean Lode Gold Deposits at Wiluna, Western Australia: High-Level Brittle-Style Mineralization in a Strike-Slip Regime. *Econ. Geol.* **87**: 1022-1053.
- Hubert, C., Trudel, P., et Gelinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River group, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **21**(9): 1024-&. doi: 10.1139/e84-107.
- Imreh, L. 1984. Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays meridional; synthese volcanologique, lithostratigraphique et gitologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MM 82-04. 72 p.

- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Creaser, R., et Hamilton, M. 2009. Geologic and structural setting of gold mineralization in the Kirkland Lake-Larder Lake gold belt, Ontario. *Econ. Geol.* **103**(6): 1309.
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Hamilton, M., et Creaser, R. 2005. Geology, structure, and gold mineralization, Kirkland Lake and Larder Lake areas (Gauthier and Teck townships): Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey. Open File Report 6159. 170p.
- Kerrick, R., et Cassidy, K.F. 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation - Archean to present - a review. *Ore Geol. Rev.* **9**(4): 263-310. doi: 10.1016/0169-1368(94)90001-9.
- Kerrick, R., Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Steven, G., et Yiefei, J. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Sci. In China* **43**: 68 p.
- King, G.C.P., Stein, R.S., et Lin, J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**: 935-953.
- Lafrance, B. 2015. Geology of the orogenic Cheminis gold deposit along the Larder Lake - Cadillac deformation zone, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **52**(12): 1093-1108. doi: 10.1139/cjes-2015-0067.
- Landry, J. 1991. Volcanologie physique et sédimentologie du groupe volcanique de Piché et relations stratigraphiques avec les groupes sédimentaires encaissants de Pontiac et de Cadillac. Unpublished M.Sc. thesis, Département des Sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.

- Latulippe, M. 1976. Excursion géologique : la région de Val-d'Or-Malartic. Ministère des richesses naturelles du Québec : Institut canadien des mines et de la métallurgie. DPV-367. 129 p.
- Lay, T., et Kanamori, H. 1980. Earthquake doublets in the Solomon-Islands. *Phys. Earth Planet. Inter.* **21**(4): 283-304. doi: 10.1016/0031-9201(80)90134-x.
- Ludden, J., et Hynes, A. 2000. The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Can. J. Earth Sci.* **37**(2): 459-476. doi: 10.1139/cjes-37-2-3-459.
- Manighetti, I., Zigone, D., Campillo, M., et Cotton, F. 2009. Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults: Implications for earthquake behavior. *Earth Planet. Sci. Lett.* **288**(3-4): 370-381. doi: 10.1016/j.epsl.2009.09.040.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J., et Gibson, H. 2014. U-Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec, and implications for base metal exploration. *Econ. Geol.* **109**(1): 27-59. doi: 10.2113/econgeo.109.1.27.
- Micklethwaite, S. 2010. Predictability, Unpredictability and Dynamic Fault Behaviour During Epithermal Deposit Formation. James Cook Univ, Townsville.
- Micklethwaite, S., et Cox, S. 2006. Progressive fault triggering and fluid flow in aftershock domains: Examples from mineralized Archaean fault systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* **250**(1-2): 318-330. doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.050.
- Micklethwaite, S., et Cox, S.F. 2004. Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. *Geol.* **32**(9): 813-816. doi: 10.1130/g20559.1.

- Micklethwaite, S., Ford, A., Witt, W., et Sheldon, H.A. 2015. The where and how of faults, fluids and permeability - insights from fault stepovers, scaling properties and gold mineralisation. *Geofluids* **15**(1-2): 240-251. doi: 10.1111/gfl.12102.
- Micklethwaite, S., Sheldon, H.A., et Baker, T. 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. *J. Struct. Geol.* **32**(2): 151-165. doi: 10.1016/j.jsg.2009.10.009.
- Moore, L.N., Daigneault, R., Aird, H.M., Banerjee, N.R., et Mueller, W.U. 2016. Reconstruction and evolution of Archean intracaldera facies: the Rouyn–Pelletier Caldera Complex of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **53**(4): 355-377. doi: doi:10.1139/cjes-2015-0029.
- Mortensen, J.K. 1993. U–Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda – Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.* **30**(1): 29-41. doi: doi:10.1139/e93-003.
- Mueller, W., et Donaldson, J.A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada - an overview. *Can. J. Earth Sci.* **29**(10): 2249-2265.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., et Chown, E.H. 1996. Archean terrane docking: Upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophy.* **265**(1-2): 127-150. doi: 10.1016/s0040-1951(96)00149-7.
- Mueller, W.U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L., et Mortensen, J. 2012. Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River Megacaldera Complex, Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Res.* **214-215**: 1-27. doi: 10.1016/j.precamres.2012.02.003.

- Neumayr, P., et Hagemann, S.G. 2002. Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac tectonic zone, Abitibi greenstone belt, Canada: Relationship to auriferous fluids in adjacent second- and third-order shear zones. *Econ. Geol.* **97**(6): 1203-1225. doi: 10.2113/97.6.1203.
- Neumayr, P., Hagemann, S.G., et Couture, J.F. 2000. Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val-d'Or camp, Abitibi, Canada: implications for the evolution of transcrustal, second- and third-order fault zones and gold mineralization. *Can. J. Earth Sci.* **37**(1): 95-114. doi: 10.1139/cjes-37-1-95.
- Phillips, G.N., et Powell, R. 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *J. Metamorph. Geol.* **28**(6): 689-718. doi: 10.1111/j.1525-1314.2010.00887.x.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V. 2015. Architecture of the Malartic, Piché and Cadillac groups and the Cadillac Fault: Geological revisions, new dates and interpretations. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. DV 2015-04. p. 37.
- Pilote, P., Scott, C.R., Mueller, W., Lavoie, S., et Riopel, P. 1999. Géologie des formations de Val-d'Or, Héva et Jacola : nouvelle interprétation du Groupe de Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources. DV 99-03. p. 52.
- Powell, W.G., Carmichael, D.M., et Hodgson, C.J. 1995. Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **32**: 787-805.

- Rabeau, O. 2010. Distribution de l'or de type orogénique le long de grands couloirs de déformation archéens: modélisation numérique sur l'exemple de la ceinture de l'Abitibi. Unpublished PhD thesis, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada.
- Rafini, S. 2011. Modélisation de la dynamique sismique de la faille Cadillac – Impact sur la genèse des gisements aurifères orogéniques. Rapport. Projet CONSOREM 2008-01 - Phase III. 35 p.
- Rafini, S. 2014. Typologie des minéralisations aurifères associées à la Faille de Cadillac. Rapport. CONSOREM project reports 2011-01, 2011-02. 45 p.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone Southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone-belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **26**(12): 2661-2675. doi: 10.1139/e89-226.
- Robert, F., et Brown, A.C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone-belt, Quebec. Part 1. Geologic relations and formation of the vein system. *Econ. Geol.* **81**(3): 578-592.
- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., et Hodgson, C.J. 2005. Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Econ. Geol.* **100**: pp. 1001–1033.
- Ross, P.S., McNicoll, V., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., et Dubé, B. 2011. Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: 2. Origin, geochemistry, and geochronology. *Can. J. Earth Sci.* **48**(4): 757-777. doi: doi:10.1139/e10-102.
- Scott, C.R., Mueller, W.U., et Pilote, P. 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related

- volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 223-260. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00011-6.
- Sheldon, H.A., et Micklethwaite, S. 2007. Damage and permeability around faults: Implications for mineralization. *Geol.* **35**(10): 903. doi: 10.1130/g23860a.1.
- Shoufa, L., et Beakhouse, G.P. 2013. Synchronous vertical and horizontal tectonism at late stages of Archean cratonization and genesis of Hemlo gold deposit, Superior craton, Ontario, Canada. *Geol.* **41**(3): 359-362. doi: 10.1130/G33887.1.
- Sibson, R.H. 1989. Earthquake faulting as a structural process. *J. Struct. Geol.* **11**(1-2): 1-14. doi: 10.1016/0191-8141(89)90032-1.
- Sibson, R.H., Robert, F., et Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geol.* **16**(6): 551. doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0551:harffp>2.3.co;2.
- Simard, M. 2010. Multiévènements de déformation, de métamorphisme et d'hydrothermalisme à l'origine du gisement Lapa. Unpublished PhD thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Smith, J.R., Spooner, E.T.C., Broughton, D.W., et Ploeger, F.R. 1993. Archean Au-Ag-(W) Quartz Vein/Disseminated mineralisation within the Larder Lake - Cadillac Break, Kerr Addison - Chesterville System, North East Ontario, Canada, Ontario Geoscience Research Grant Program, Grant No. 364. Ontario Geological Survey. Open File Report 5831. 310 p.
- Stein, R.S. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.* **128**: 594-604.

- Toda, S., Stein, R.S., Reasenber, P.A., Dieterich, J.H., et Yoshida, A. 1998. Stress transferred by the 1995 M-w = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* **103**(B10): 24543-24565. doi: 10.1029/98jb00765.
- Tourigny, G., Hubert, C., Brown, A.C., et Crepeau, R. 1988. Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet Mine, Abitibi, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **25**(4): 581-592.
- Wilkinson, L., Cruden, A.R., et Krogh, T.E. 1999. Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake - Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **36**(4): 627-647. doi: 10.1139/cjes-36-4-627.
- Wyman, D.A., Kerrich, R., et Polat, A. 2002. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust; plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 37-62.
- Zhang, J., Lin, S.F., Linnen, R., et Martin, R. 2014. Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake Deformation Zone, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Precambrian Res.* **248**: 39-59. doi: 10.1016/j.precamres.2014.04.007.

CHAPITRE 2

2. SYNTHESIS OF THE STRUCTURAL EVOLUTION AND ASSOCIATED GOLD MINERALIZATION OF THE CADILLAC FAULT, ABITIBI, CANADA.

Pierre Bedeaux, Pierre Pilote, Réal Daigneault, Silvain Rafini

Ore Geology Reviews, 2017, vol. 82, p.49-69

2.1 Abstract

The Cadillac Fault Zone (CFZ) is a 250 km-long east-trending crustal discontinuity associated with numerous world-class gold deposits in the Archean Abitibi Subprovince. In Quebec, the fault follows the boundary between the Abitibi and the Pontiac Subprovinces and can be divided into four segments: 1) Rouyn, 2) Joannes, 3) Malartic, and 4) Val-d'Or. Each displays different attitudes and structural styles. The Malartic segment strikes SE, whereas the other segments are E-trending. Abrupt changes in strike or smaller-scale faults represent limits between the segments.

Structural styles include four generations of foliation with numerous shear sense indicators and folding specifically related to each foliation. Structural features can be correlated from one segment to another, but display clear variations in attitude or expression. A stretching lineation signature is definitely associated with each segment. In the Malartic segment, the predominant E-trending schistosity displays an angular relationship with the contact between groups and bedding, suggesting that the SE-trending architecture of this segment was already emplaced prior to ductile deformation.

The evidence suggests a model where the CFZ originates from several independent structures inherited from volcanism prior to Timiskaming deformation and Abitibi-Pontiac accretion. The proto-CFZ was then linked up during the Timiskaming deposition, forming high-strain zones. Inherited structures form the frame on which each deformation event was overprinted with different responses depending on segmentation.

The structural styles of each segment can be integrated in a structural evolution model for the CFZ. The N-S shortening led to the development of a dominantly E-striking penetrative foliation and folding. During the subsequent extensional stage, the CFZ was reactivated with normal kinematics during the Pontiac uplift. A third deformation event is represented by the local development of NW-trending cleavage axial planar to the "S"-shaped minor folds. Finally, a late NW-SE shortening event produced a dextral strike-slip movement, with NE-striking vertical foliation and development of "Z"-shaped folds on bedding surfaces and anterior fabrics.

Linkage of the CFZ had a major impact on hydrothermal activity in the southern Abitibi as it channeled fluids along large-scale pathways. Distribution of gold-bearing intrusions can also be related to segmentation and inherited structures of the CFZ. This association is expressed by gold mineralization styles present in several longitudinal fields reflecting fault segmentation.

Keywords: Cadillac Fault Zone; Segmentation; Structural inheritance; Abitibi Subprovince; Archean; Major fault.

2.2 Introduction

Orogenic gold deposits are closely associated with crustal-scale major fault zones that are hundreds of kilometers long (Kerrich et al. 2000; Goldfarb et al. 2001; Bateman et al. 2007; Dubé et Gosselin 2007). Major faults channel migrating hydrothermal fluids responsible for gold deposition (Robert et Poulsen 1997; Dubé et Gosselin 2007). Hydrothermal circulation was active for a long period of time over several deformation events, even postponing them (Kerrich et Kyser 1994; Goldfarb et al. 2001; Bateman et Hagemann 2004). Deformation events are likely to control gold mineralization (Neumayr et al. 2000; Bateman et Hagemann 2004; Bateman et al. 2008). Therefore, understanding the deformation sequence is important for finding new gold deposits associated with long-lived major structures. These crustal-scale faults may represent reactivated inherited features acquired during volcanic and sedimentary accumulation and further accretion during orogenic stages.

Pre-existing extensional faults at the margins of sedimentary basins may be reactivated as reverse faults (Amilibia et al. 2008; Molli et Meccheri 2012). In this scenario, the final architecture of a crustal-scale fault is the result of the linkage of multiple pre-existing structures in order to accommodate crustal deformation. Misoriented structures could interfere with the growth and linking of newly developed ones (Ghisetti et Vezzani 2005), resulting in segmentation of the crustal-scale faults. Thus, the geometry of long-lived structures is in part conditioned by segmentation (Sutherland et al. 2000; Mora et al. 2009). If the entire crustal-scale fault experiences a common deformational history, especially during late stages of deformation, then early structural events may be preserved

along fault segments, especially if earlier fabrics or associated depositional histories are recorded.

The Cadillac Fault Zone (CFZ) in the Abitibi Greenstone-Belt (Superior Province) is a good example of the above. It is a first order gold-bearing structure on a province-wide scale (Figure 2.1), accounting for half of the gold production and reserves in the Abitibi and more than 25% in Canada (based on data by Dubé et Gosselin 2007). The CFZ geometry varies along its strike, with SE and SW-trending bends and 30 to 50 km long linear segments striking NE, E, to SE with dip varying both to the north and south. Numerous studies have documented the role played by the CFZ in gold mineralization (Dubé and Gosselin, 2007 and references therein) (Figure 2.1) and its tectonic implications (e.g., Mueller et al. 1996; Kerrich et al. 2000; Daigneault et al. 2002; Dubé et Gosselin 2007). The structural evolutions of this fault as well as its multistage kinematics have been discussed in a number of local-scale studies (e.g., Robert 1989; Wilkinson et al. 1999; Ispolatov et al. 2005; Zhang et al. 2014b). The major conceptual differences between the proposed tectonic scenarios are presented in Table 2.1. However, the structural evolution of the CFZ lacks an integrated synthesis providing a large-scale understanding of the continuity or heterogeneity of the deformational record along its extent.

In this paper, we argue that the CFZ is a long-lived structure resulting from the linkage of various substructures of diverse origin, similar to several modern structures, including the Alpine Fault (King 2000; Lamarche et Lebrun 2000; Barnes et al. 2005) and the North Anatolian Fault (Okay et Tüysüz 1999; Kahraman et al. 2015). This paper first describes the various footprints of the structural evolution along the CFZ, and then provides

a comprehensive model integrating all currently known data associated with the deformation. We suggest that variations in the geometry of the fault zone, the stratigraphic relationships, and the spatial distribution of gold fields are best explained by a model of fault segment linkage that facilitated hydrothermal fluid migration. In this context, this study provides a comprehensive analysis of the fault's structural expression. Notably, the study addresses the variability in the deformation record along the eastern part of the CFZ along a 150 km long segment of the 230 km long fault, establishes chronological relationships between successive events, and verifies their lateral homogeneity.

2.3 Geological setting

This section describes the main geological features of the study area in the vicinity of the eastern part of the CFZ, located east of the overlying Proterozoic rocks of the Cobalt Group (Figure 2.1). The CFZ has a complex structural history and variable geometric characteristics. Its width ranges from a few decimeters to several tens of meters. The CFZ is a sub-vertical, E-trending deformation zone associated with intense hydrothermal alteration and gold mineralization (Gunning et Ambrose 1940; Norman 1946; Card 1990; Powell 1991; Daigneault et al. 2002).

West of the Cobalt Group the fault is located inside the Abitibi Subprovince, whereas east of the Cobalt Group it forms the border with the Pontiac Subprovince that lies to the south. The Pontiac Subprovince is mainly comprised of sedimentary rocks and granitoids. The eastern section of the CFZ was first described in the Rouyn segment by Hawley (1934). The fault was then delimited (Gunning 1937; Gunning et Ambrose 1940; Ambrose

1944) based on the presence of talc-schist and chlorite-schist correlated to the Piché Group, a thin unit of volcanic rocks spatially associated with the CFZ (Figure 2.2).

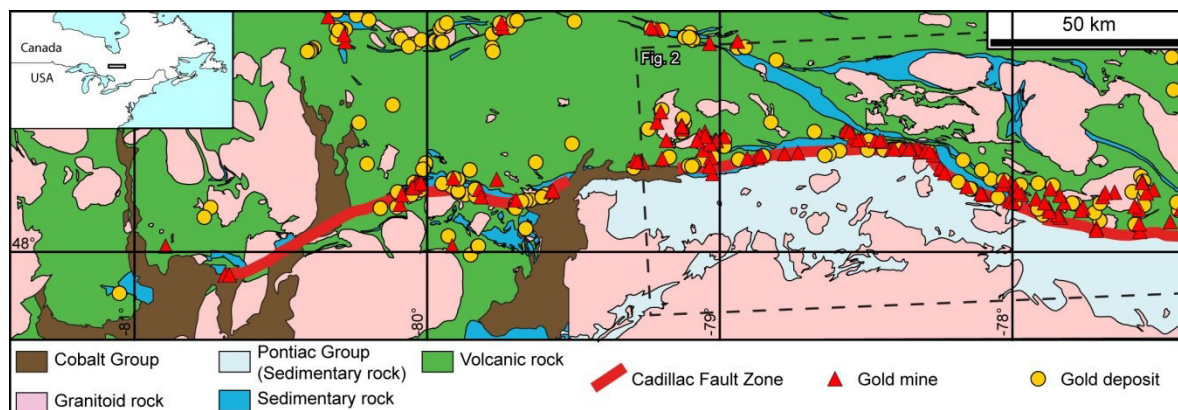


Figure 2.1: Simplified geological map of the southern Abitibi showing the CFZ and known gold deposits. Most of gold deposits and mines are distributed in clusters spatially associated with the CFZ. Gold mines refer to both past and current producers.

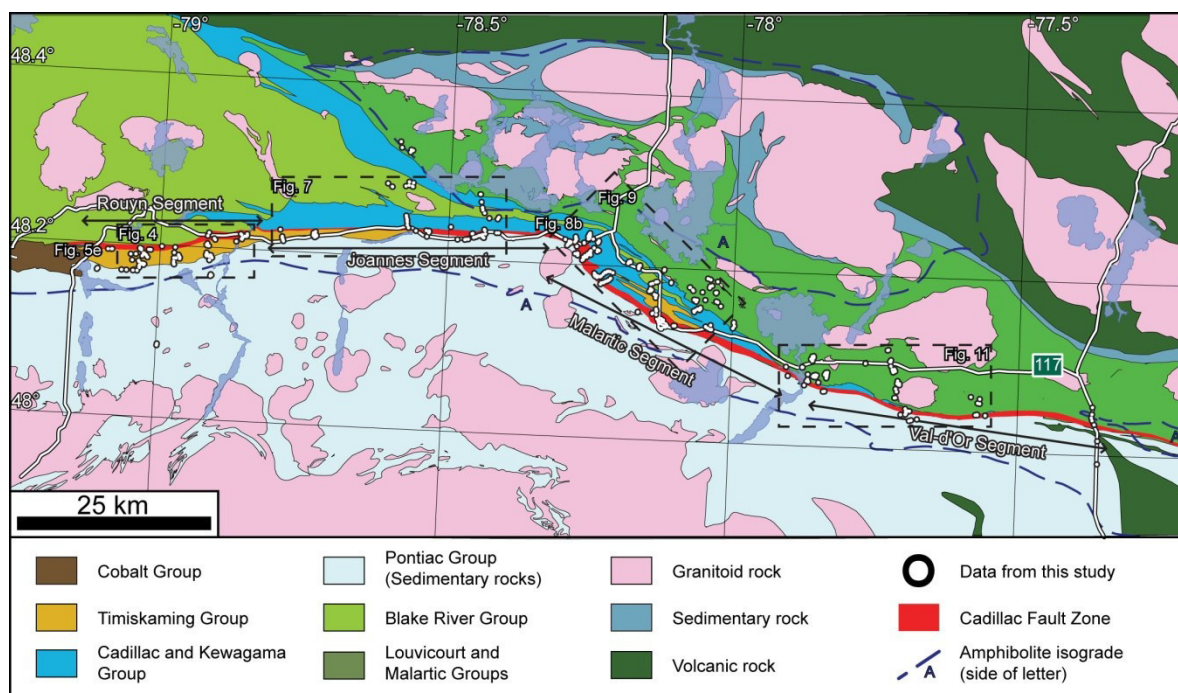


Figure 2.2: Geological map of the study area of the CFZ showing the four fault segments and the field work area. Modified from Hubert et al. (1984), Imreh (1984), and Desrochers et Hubert (1996).

Table 2.1 : Summary of previous interpretations of the structural evolution of the CFZ.

Authors	Zhang et al., (2014)	Wilkinson et al., (1999)	Ispolatov et al., (2005)	Hodgson and Hamilton, (1989)	Lafrance (2015)	Dimroth et al., (1983)	Daigneault et al. (2002)	Robert (1989)
Segment	Matachewan segment, Ontario	Kirkland Lake segment, Ontario	Kirkland Lake and Larder-Lake segments, Ontario	Larder Lake segment, Ontario	Larder Lake segment, Ontario	Rouyn segment, Quebec	Rouyn segment, Quebec	Val-d'Or segment, Quebec
Inferred older deformation CLLDZ origin	Not mentioned During NW-SE shortening	Extensional event Syn-Timiskaming normal fault	Folding post-Timiskaming without associated fabric -	Extensional event -	Folding post-Timiskaming without associated fabric Syn-Timiskaming normal fault	Extensional event Syn-Timiskaming normal fault	Not observed but suggested During NW-SE shortening	Not observed
Deformation event 1	NE-SW shortening	N-S shortening	N-S shortening	N-S shortening	N-S shortening	N-S shortening (continuous)	N-S shortening	N-S shortening
Foliation	NW-SE-trending vertical penetrative foliation	Parallel to strike of the fault. E-trending and steeply dipping to North	ESE-trending, subvertical penetrative foliation	Regional foliation, WNW-trending	E to NE-trending steep penetrative foliation	-	Gentle N-dipping E-trending foliation	Vertical E-W foliation
Lamination	Steeply SW plunging lineation	Down-dip lineation	Moderately plunging lineation to the East	-	Down-dip lineation	-	Down-dip lineation	Down-dip lineation
Folding	NW-SE trending tight to isoclinal folding	E to SE-trending isoclinal folding	ENE to ESE-trending open to isoclinal folding	WNW-trending tight to isoclinal folds	E to NE-trending folds	E-trending tight to isoclinal folding	E-W overturned syncline	E-W tight folding
Movement	Top-to-the-N reverse movement	Vertical extrusion along E-trending segment and lateral shearing along SE and NE-trending segments	Oblique reverse-dextral shearing	Reverse shearing	Reverse shearing	-	-	Local vertical movement
Deformation event 2	NW-SE shortening,	NW-SE shortening,	E-W shortening	NW-SE shortening,	NW-SE shortening,	N-S shortening (continuous)	Extension	Transcurrent dextral shearing
Foliation	E to NE-trending cleavage	Vertical ENE cleavage	North- to WNW-trending cleavage	E to NE-trending cleavage	Vertical ENE cleavage	Vertical E-W foliation	-	Vertical ENE cleavage
Lamination	Down-dip lineation	Strike-parallel lineation	-	Down-dip lineation	-	Down-dip lineation	-	Strike-parallel lineation
Folding	Open to tight NE-trending fold, mostly Z-shaped asymmetric	ENE Z-shaped asymmetric folding	N- to WNW-trending S-shaped asymmetric folds	Asymmetric NE-trending fold	NE Z-shaped asymmetric folding	South verging overturned folds	-	ENE Z-shaped asymmetric folding
Movement	Oblique reverse-dextral shearing along E-W structure	Dextral shearing along E and SE-trending segment, shortening along NE-trending segment	-	Oblique reverse-dextral shearing	Dextral shearing along E and SE-trending segment, shortening along NE-trending segment	-	Normal shearing, juxtaposition of amphibolite and greenschist facies	-
Deformation event 3	NE-SW shortening		NW-SE shortening,			N-S shortening (continuous)	NW-SE shortening	
Foliation	NW-trending cleavage, steeply dipping to the NE		Vertical ENE cleavage			Conjugated NE and NW trending cleavages	Vertical ENE cleavage	
Folding	Open S-shaped NW-trending fold		ENE Z-shaped asymmetric folding			NE trending Z-shaped and NW trending S-shaped cleavage	ENE Z-shaped asymmetric folding	
Movement			Oblique reverse-dextral shearing				Transcurrent dextral shearing with strike-parallel lineation	

The fault can be divided into four segments in the eastern section (Figure 2.2) based on their orientation and lateral continuity: Rouyn, Joannes, Malartic, and Val-d'Or. All segments are E-trending except for Malartic, which is SE-trending. The Rouyn segment is the most western segment, separated from the Joannes segment by a several kilometer-long lateral offset along the Davidson Fault, a poorly documented NE-trending structure which appears to be an early synvolcanic fault reactivated during later convergence (Bedeaux 2012). The Malartic segment is separated from the Val-d'Or segment to the east by a smooth transition, whereas to the west it's separated from the Joannes segment by a sharp bend.

The Abitibi Subprovince is a greenstone belt mainly composed of volcano-sedimentary assemblages (summarized in Figure 2.3) separated by large magmatic domains, mainly granitoids. Four main volcanic assemblages are described near the CFZ: Tisdale, Malartic, Louvicourt and Blake River. The Malartic Group is overlain by the Louvicourt Group. The Tisdale Group is similar in age to these two assemblages, between 2702 and 2714 Ma (Corfu et al. 1989; Heather et Shore 1999; Pilote et al. 1999; Scott et al. 2002) and it consists of predominantly ultramafic and mafic volcanic rocks intercalated with minor intermediate to felsic volcanic rocks associated with gabbroic layered intrusions. The Blake River Group is a younger assemblage of mostly mafic to felsic volcanic rocks (2695 to 2703 Ma) (Corfu et al. 1989; Corfu et al. 1993; Mortensen 1993; Moore et al. 2016).

The Piché Group consists mostly of ultramafic and mafic rocks (Latulippe 1976; Simard et al. 2013) with some andesitic rocks (Landry 1991). In Quebec, it is characterised

by its close association with talc-chlorite schists, resulting from the metamorphism of the ultramafic rocks of the unit. The stratigraphic nomenclature is unclear because the unit corresponds to a high-strain zone, so the term Piché unit is used in this contribution.

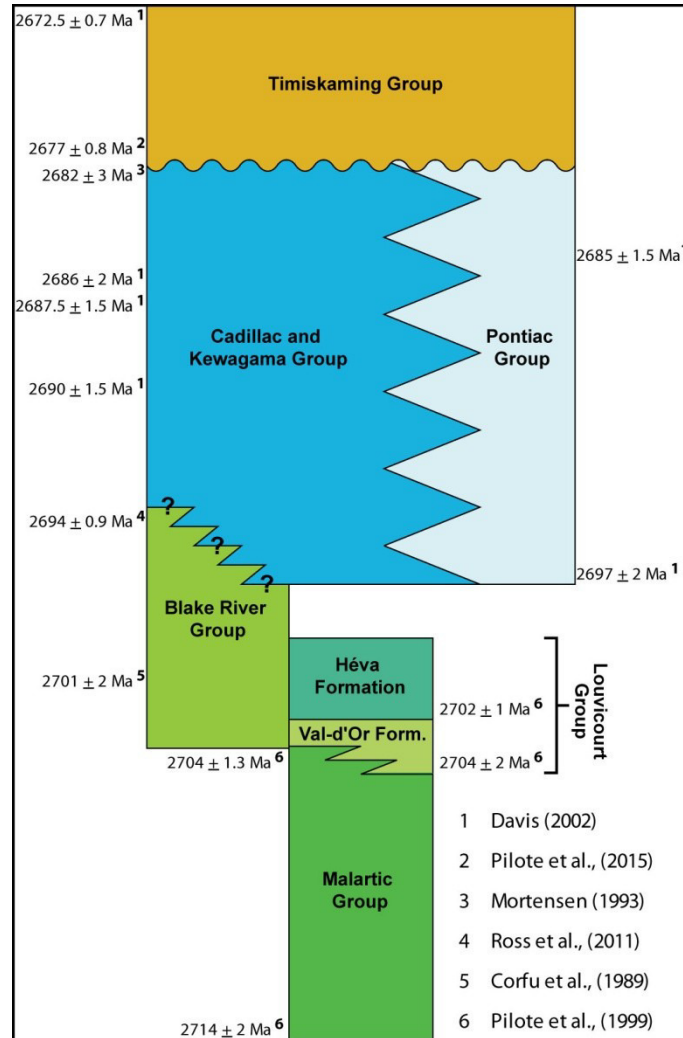


Figure 2.3: Stratigraphic chart of the studied area with relevant isotopic ages. Stratigraphic relationships based on Dimroth et al. (1982); Tourigny et al. (1988); Mueller et al. (1996); Scott et al. (2002).

Several Archean sedimentary units overlie these volcanic assemblages. They are, from oldest to youngest: 1) the flysch-type Cadillac and Kewagama Groups (Mueller et al. 1992) consisting of two sedimentary basins along the CFZ and the La Pause

Fault Zone, respectively (Figure 2.2). The Kewagama Group is a 100 km by roughly 3 km SE-trending unit which separates the Malartic Group to the north from the Blake River Group to the south. The Cadillac Group is a 150 km by 5 km basin located along the CFZ to the north. Both groups are interpreted to be a lateral equivalent of the Porcupine Group (Ayer et al. 2002; Thurston et al. 2008). They are mostly composed of turbiditic sedimentary rocks, with rare local interlayering of polymictic conglomerates (Dimroth et al. 1982; Ayer et al. 2002). The Cadillac Group is identified based on its distinctive banded iron formations (Dimroth et al. 1982). Deposition ages for both groups are around 2686 Ma (Davis 2002).

2) The Pontiac Group, located only in the Pontiac Subprovince, consists of turbiditic units (mostly greywacke and siltstone) with rare monomict conglomerate intercalations (Goulet 1978; Dimroth et al. 1982). It is interpreted as an accretionary prism created by the subduction of the Pontiac Subprovince under the Abitibi Subprovince (Card 1990; Camiré et Burg 1993; Davis 2002). It is contemporaneous with the two previous groups with a maximum age between 2682 Ma and 2685 Ma (Mortensen 1993; Davis 2002).

3) The Timiskaming Group consists mostly of polymict conglomerate-sandstone and polymict conglomerate-sandstone-argillite facies associations, generally considered to be alluvial fan and braided stream deposits emplaced in fault-bounded basins under tectonic influence (Hyde 1980; Mueller et Donaldson 1992; Mueller et al. 1994). The Timiskaming Group consists of two basins spatially and genetically closely related to the CFZ (Mueller et al. 1994; Ayer et al. 2002; Diop 2011), although they exhibit major lateral variations in terms of their location with respect to the CFZ (Figure 2.2). The E-trending Granada basin

is recorded south of the fault in the Rouyn segment, but the SE-trending Roc-d'Or basin in the eastern part of the CFZ is located north of it. Syndepositional volcanic activity is evidenced by the presence of alkaline lava flows and intruded porphyric rocks (Hyde 1980; Card 1990; Mueller et al. 1994). Deposition takes place after all other Archean units, with a maximum age of 2672 Ma (Corfu et Davis 1991a; Davis 2002; Pilote et al. 2015a), although deposition is presumably diachronic (Mueller et al. 1996). However, the number of isotopic ages available is insufficient to rigorously constrain it. There are several different interpretations for syndepositional tectonic settings, including extensional half-grabens (Mueller et al. 1994; Daigneault et al. 2002), pull-apart basins during strike slip deformation (Mueller et Donaldson 1992; Daigneault et al. 2002), piggyback basins created during shortening (Diop 2011) or as volcano-tectonic basins following uplift during extension (Hyde 1980). Timiskaming-type basins are generally thought to be unconformably emplaced during deformation on older tilted units (Hyde 1980; Wilkinson et al. 1999; Daigneault et al. 2002; Diop 2011). Gold mineralization seems to be at least in part contemporaneous with Timiskaming-type basins. Some major deposits are located within these basins (Robert et al. 2005; Dubé et Gosselin 2007).

2.4 Methodology

Field work focused around the eastern part of the CFZ, covering an area approximately 125 kilometers along its length. The structural study concentrated on the main geometrical variations along the fault zone (Figure 2.2). Trenches were mapped in detail to understand the structural evolution of the CFZ. Consistency of cross-cutting relationships was verified from one site to another, including foliation, stretching and

intersection lineations, folds, shear and fault plane attitudes, and shear-sense indicators. To establish clear relationships between different generations of fabrics, oriented samples were taken at several key sites where a complex multistage foliation pattern was observed. Microstructural analyses were carried out in oriented thin sections. Areas as far as 10 km from the CFZ were also examined to document and compare the architecture and geometry of rock assemblages in sectors less affected by deformation.

2.5 Deformation pattern along the Cadillac Deformation Zone

The eastern part of the CFZ corresponds to a series of major fault segments exhibiting different geometries and deformational styles. The following sections present a summary of observations made on the four segments of the CFZ.

The terminology for structural features follows the recommendations of the IUGS-SCMR (Brodie et al. 2007) to prevent misinterpretation and help clarify descriptions and relationships with folding. Foliation is a spaced or penetrative planar feature. Schistosity is a penetrative foliation defined by systematic preferential orientation of non-equant objects within the rock. It is expressed by stretching of clasts and crystals and is defined by sericite and biotite in sedimentary rocks, by chlorite and opaque minerals in volcanic rocks, and talc and elongated carbonate in ultramafic rocks. Stretching lineations are recorded in the plane of principal schistosity. Crenulation cleavage is a recurrent and discontinuous foliation along which a rock tends to split. It overprints and disrupts an older foliation and is defined by sericite in sedimentary rocks and chlorite in volcanic rocks.

Timing relationships between structural features are identified using cross-cutting foliations. It is important to note that timing relationships are established at the scale of each segment and may not necessarily correlate between segments. An interpretation of the correlation of the structural stages between segments is presented after the description of all segments.

2.5.1 Rouyn segment

The Rouyn segment (Figure 2.4) corresponds to a 50 km-long E-trending zone from the Cobalt Group in the west to the Davidson Fault in the east. From north to south, it encompasses the Blake River, the Timiskaming, and the Pontiac Groups. The Timiskaming Group consists of sandstone-conglomerates and turbiditic facies. It also includes a minor component of volcano-sedimentary felsic rocks (Diop 2011) as well as syndepositional felsic intrusions with an age of 2672 Ma (Davis 2002). The Piché unit lies within the northern part of the Timiskaming Group and consists of a 50 m thick assemblage of altered ultramafic rocks.

The most prominent feature associated with this segment is a north-dipping, E-trending, well-developed penetrative schistosity (S_p) with a moderately northward plunging stretching lineation (45°). Ductile deformation is ubiquitous throughout the segment, but two distinct high-strain zones can be delineated: the steeply north-dipping CFZ itself, ranging from the rocks of the Piché unit in the south, to the Blake River Group in the north, and the boundary between the Timiskaming and Pontiac Groups moderately dipping to the north. S_p exhibits a northerly shallow to moderate dip within the Pontiac Group and across the Timiskaming Group, and becomes steeper at the contact with the Blake River Group. In

most cases, it is coplanar with bedding planes in the Timiskaming and Pontiac Groups. S_p is axial planar to isoclinal overturned folds (F_p) in the Timiskaming sedimentary units (Figure 2.5a) and in the Pontiac Group (Benn et al. 1994). The Granada syncline is a major fold (Goulet 1978; Diop 2011) in this area, with a moderately to steeply eastward plunging axis ($45\text{--}60^\circ$). Dip-parallel stretching lineations are prevalent throughout the segment, but are more developed in high-strain zones.

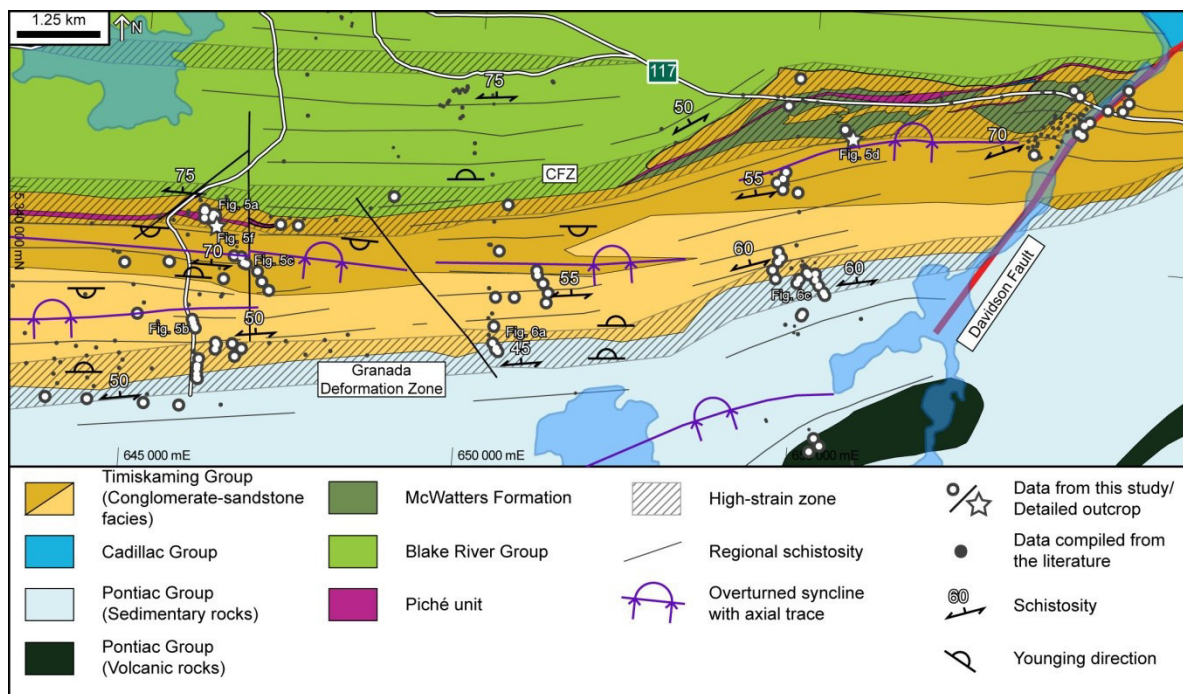


Figure 2.4: Geological map of the CFZ in the Rouyn segment. For regional location see Figure 2.2. Based on data from Goulet (1978); Hubert et al. (1984); Gauthier et al. (1986); Diop (2011). UTM coordinates in NAD83, Zone 17.

The northeast zone of the Rouyn segment expresses specific structural perturbations near the NE-trending Davidson Fault. This fault is NE-trending and can be traced northeastward in the Blake River Group and southwestward in the Pontiac Group. The fault exhibits an apparent sinistral offset of at least 1500 m (Goulet 1978), based on the offset of

the Timiskaming Group on either side of the fault. West of the fault, the Piché unit splits into two and encloses a local unit of volcanic rocks called the McWatters Formation and slivers of a sandstone-conglomerate facies of the Timiskaming Group (Morin et al. 1993a). This structural complexity and the proximity of the NE-trending Davidson Fault disrupt the pattern of S_p resulting in changes in strike. S_p ranges here from SW- to SE-trending in the close vicinity of the Davidson Fault (Figure 2.4). Here, S_p is folded, forming isoclinal folds with axial planes that dip moderately to the NW, parallel to the Davidson Fault.

Both Timiskaming and Pontiac rocks are affected by a discrete flat cleavage (S_{p+1}), cross-cutting the principal planar fabric (Figure 2.6a and b). This cleavage is better developed southward adjacent to the contact between the two groups. Locally, S_{p+1} is axial planar to open and recumbent folds (F_{p+1}) that disrupt schistosity and bedding (Figure 2.6c). Moreover, numerous shear-sense indicators are interpreted to be related to a normal component of movement along the CFZ (Figure 2.5b).

A vertical NW-trending cleavage (S_{p+2}) is ubiquitous in the Granada basin. Cross-cutting relationships observed in thin sections and outcrops indicate that it postdates S_p (Figure 2.5c). It is more prominent to the east next to the Davidson Fault, where it is the prevalent cleavage. The cleavage is commonly axial planar to asymmetrical «S»-shaped minor folds (F_{p+2}) (Figure 2.5d) whose fold axes plunge to the NW at 30 to 70°.

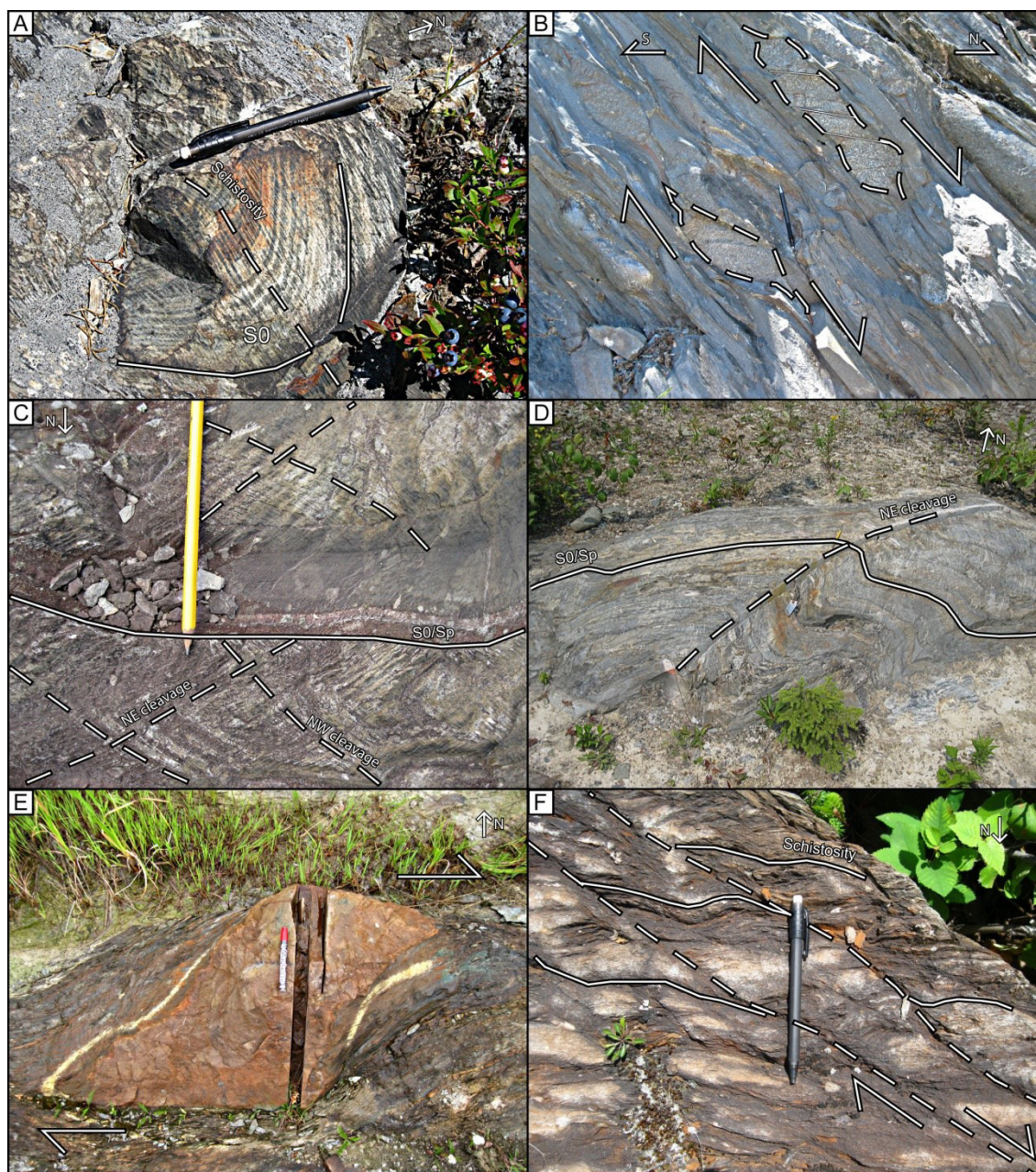


Figure 2.5: Structural features of the Rouyn segment . A) Right folding in sedimentary rocks of the Timiskaming Group. Folding is related to the main shortening event, fold axis is plunging to the east. B) Fragments in the Timiskaming Group conglomerate with sigmoid and bookshelf shapes interpreted as normal shear-sense indicators. Shearing is parallel to schistosity. C) Sedimentary rocks of the Timiskaming Group displaying three different foliations: schistosity parallel to bedding and NW- and NE-trending cleavages. D) «Z»-shaped folding in the turbiditic unit of the Timiskaming Group. Schistosity is parallel to bedding and NE-cleavage is axial planar to the fold. E) Albitite dyke fragment in former komatiites in the CFZ with sigmoid shape, interpreted as dextral shear-sense indicator. F) Schistosity disrupted and dragged along shear bands in komatiites in the CFZ. Shearing sense suggests dextral movement.

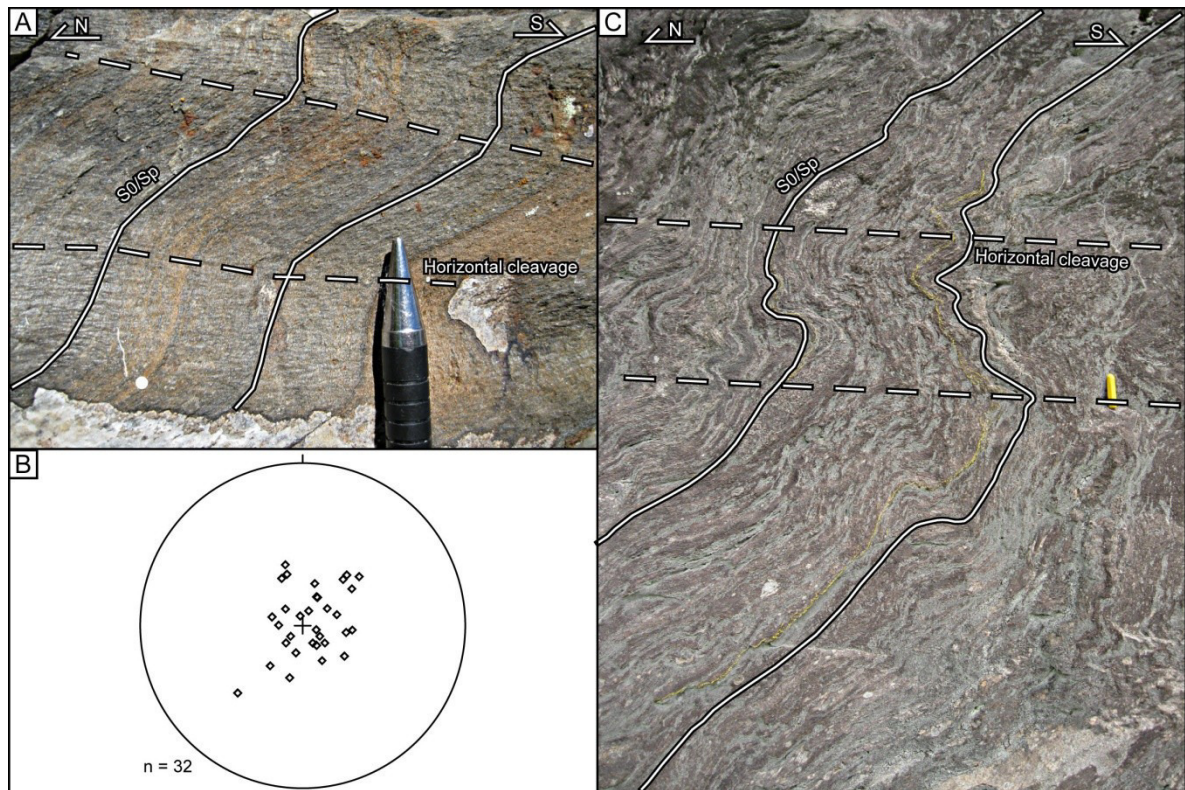


Figure 2.6: Structural features related to horizontal cleavage in the Rouyn segment. A) Schistosity parallel to bedding is crosscut by horizontal cleavage (Timiskaming Group). B) Stereonet plot showing orientation of subhorizontal cleavage. C) Open folding of schistosity and bedding related to horizontal axial planar cleavage. (Timiskaming Group).

Finally, a subvertical NE-trending cleavage (S_{p+3}) is ubiquitous in the fault zone and the adjacent Timiskaming Group. The S_{p+3} cleavage cross-cuts all other foliations in both thin sections and outcrops. Asymmetrical «Z»-shaped folds (F_{p+3}) with vertical to steeply northeastward plunging axes ($40-85^\circ$) are axial planar with S_{p+3} .

Numerous shear sense indicators are also observed within high-strain zones, including sigma-shaped objects, CS-like structures and shear bands (C'). They are all compatible with dextral movement along the CFZ (Figure 2.5e and f). Stretching lineations in the shear planes are dominantly subhorizontal and are prevalent along higher strain corridors.

2.5.2 Joannes segment

This 40 km-long segment strikes east-west from the Davidson Fault in the west to the bend with the Malartic segment in the east (Figure 2.7). From north to south it includes the Cadillac Group, the Piché unit, and the Timiskaming and Pontiac Groups. However, the thickness of the Piché unit and Timiskaming Group vary along strike of the CFZ. In the western half of the segment only a 2 m thick band of altered ultramafic rocks is associated with the Piché unit; the sandstone-conglomerate assemblages associated with the Timiskaming Group is 1 km wide. However, in the eastern part of the segment, the Timiskaming Group pinches out, and the Piché unit widens to 250 m and consists mostly of andesitic rocks.

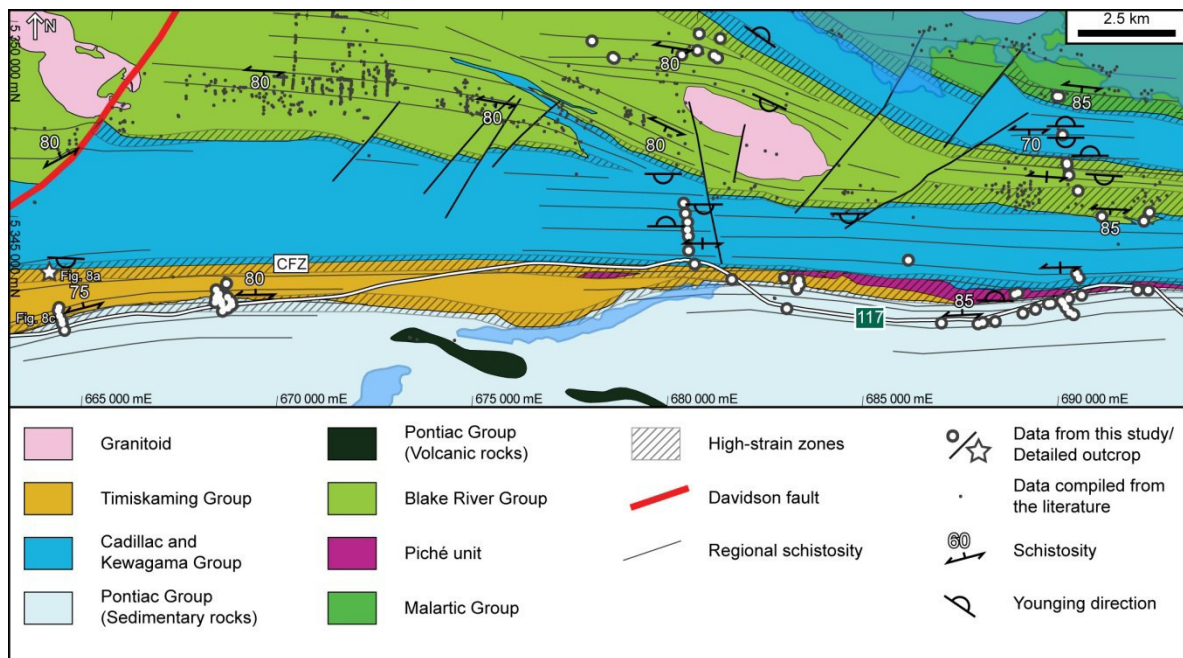


Figure 2.7: Geological map of the CFZ in the Joannes segment. For regional location see Figure 2.2. Based on data from Tourigny et al. (1988); Trudel et al. (1992). UTM coordinates in NAD83, Zone 17.

In the Joannes segment, the schistosity (S_p) is consistently oriented east-west with a steep dip to the north. It is best developed several tens of meters north of the contact between the Cadillac and Timiskaming Groups, and as far as hundreds of meters south of southern contact of the Timiskaming Group. In this high-strain zone, S_p is subvertical to steeply dipping to the North and parallel to bedding. Outside the high-strain zone S_p is less developed and is defined as a steeply north-dipping foliation with an angular relationship to the bedding (Figure 2.8a). Nonetheless, crystals and clasts are still elongated along the schistosity. S_p is axial planar to the folded bedding in the Cadillac Group sedimentary rocks designated F_p . The F_p folds are of meter-scale, open to closed with a moderate westward plunge (35°), whereas limbs are moderately north-dipping (Figure 2.8a). Stretching lineations plunge steeply to the west (85°) and are more developed in the high-strain zone where clasts and crystals are more elongated than outside the CFZ. Within the CFZ, bookshelf structures as well as sigmoid-shaped clasts parallel to schistosity in the Cadillac Group conglomerate are consistent with south-upside movement (Figure 2.8b).

Locally, a NW-trending S_{p+1} cleavage was observed overprinting S_p in outcrop outside of the CFZ. Dip varies from steep to the NE, to vertical, to steep to the SE. This cleavage does not occur in the high-strain zone. Moreover, in the eastern part of this segment, next to the Davidson Fault, S-asymmetric minor folds F_{p+2} of decimetric-scale are prevalent and their axial plane strikes parallel to S_{p+1} (Figure 2.8c). Fold axes are moderately plunging to NW (60°).

Finally, beddings S_p and S_{p+1} are generally overprinted in the high-strain zone by a NE-trending crenulation cleavage (S_{p+2}). S_{p+2} mostly dips vertically, but ranges from

steeply dipping to the NW, to steeply dipping to the SE. In outcrops where repetitions of sandstone and conglomerate units are observed, the cleavage is mostly prominent in fine-grained beds, whereas clasts in conglomerate units are sigmoidal in shape along S_p and consistent with dextral strike-slip.

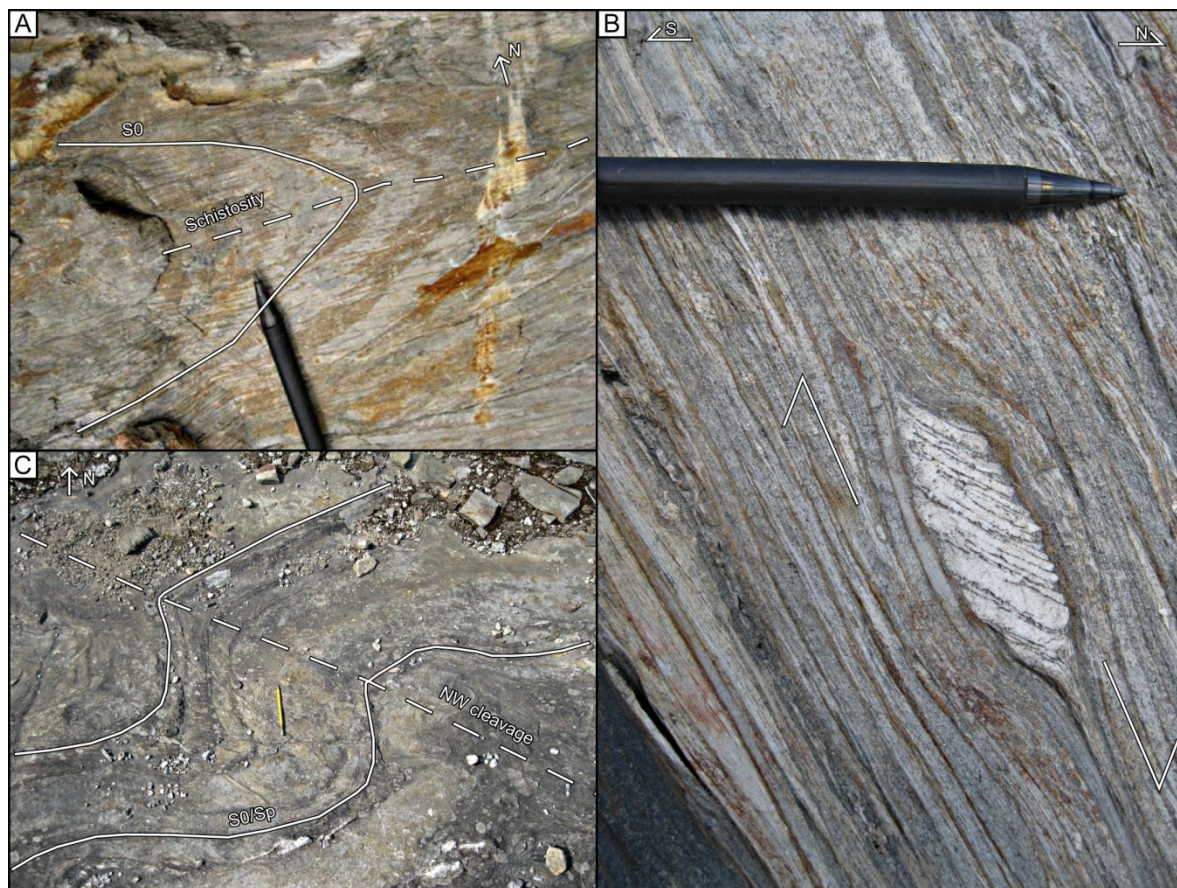


Figure 2.8: Structural features of the Joannes segment. A) Closed folding in the Cadillac Group sedimentary rocks. Fold axis is plunging to the west. B) Bookshelf shaped fragment in the Cadillac Group conglomerate interpreted as normal shear-sense indicator resulting from reactivation of schistosity during extension. C) «S»-shaped open folding in the Cadillac Group sedimentary rocks. NW-trending cleavage is axial planar to the fold. Fold axes plunge vertically.

2.5.3 Malartic segment

This SE- to ESE-trending 40 km-long segment displays some of the most critical evidence of the initial architecture of the Abitibi Subprovince. This segment is also where

the Piché unit is most significant, locally measuring more than 1 km in thickness (Figure 2.9). It consists of ultramafic and mafic rocks with a significant amount of syenite and monzonite intrusions. This unit lies in contact with the Cadillac Group to the NE and with the Pontiac Group to the SW. Sandstone-conglomerate facies were recently interpreted as filling a small Timiskaming-type basin between the Piché unit and the Cadillac Group (Pilote et al. 2015a).

In addition to the CFZ, contacts between the Malartic and Kewagama Groups (Lapause Fault), Kewagama and Blake River Groups (Parfouru Fault), and between the Blake River and Cadillac Groups (Dumagami Fault) are interpreted to have been active as shear planes during deformation (Desrochers et Hubert 1996; Daigneault et al. 2002). Another feature of the Malartic segment is the unusually large volume of intrusive rocks in the Piché unit and in the adjoining rocks of the Pontiac unit, both of which hosts the Canadian Malartic world-class gold deposit (Figure 2.9).

The main difference between the Malartic and the three other segments is the angularity between S_p schistosity, high-strain zones and lithological units (Figure 2.9), most notably in the Héva, Jacola and Val-d'Or Formations, as well as the Kewagama and Cadillac Groups. In the Malartic segment, S_p displays overall E- to ESE-trending trajectories that cross-cut bedding and lithological contacts (Figure 2.10a). On the other hand, this schistosity is dragged along high-strain zones parallel to major contacts between rock groups such as the CFZ and the Parfouru and Lapause Faults, changing from E-trending to SE-trending (Figure 2.9) when approaching these faults. Stretching lineations are mostly steeply eastward plunging (60° , Figure 2.10b).

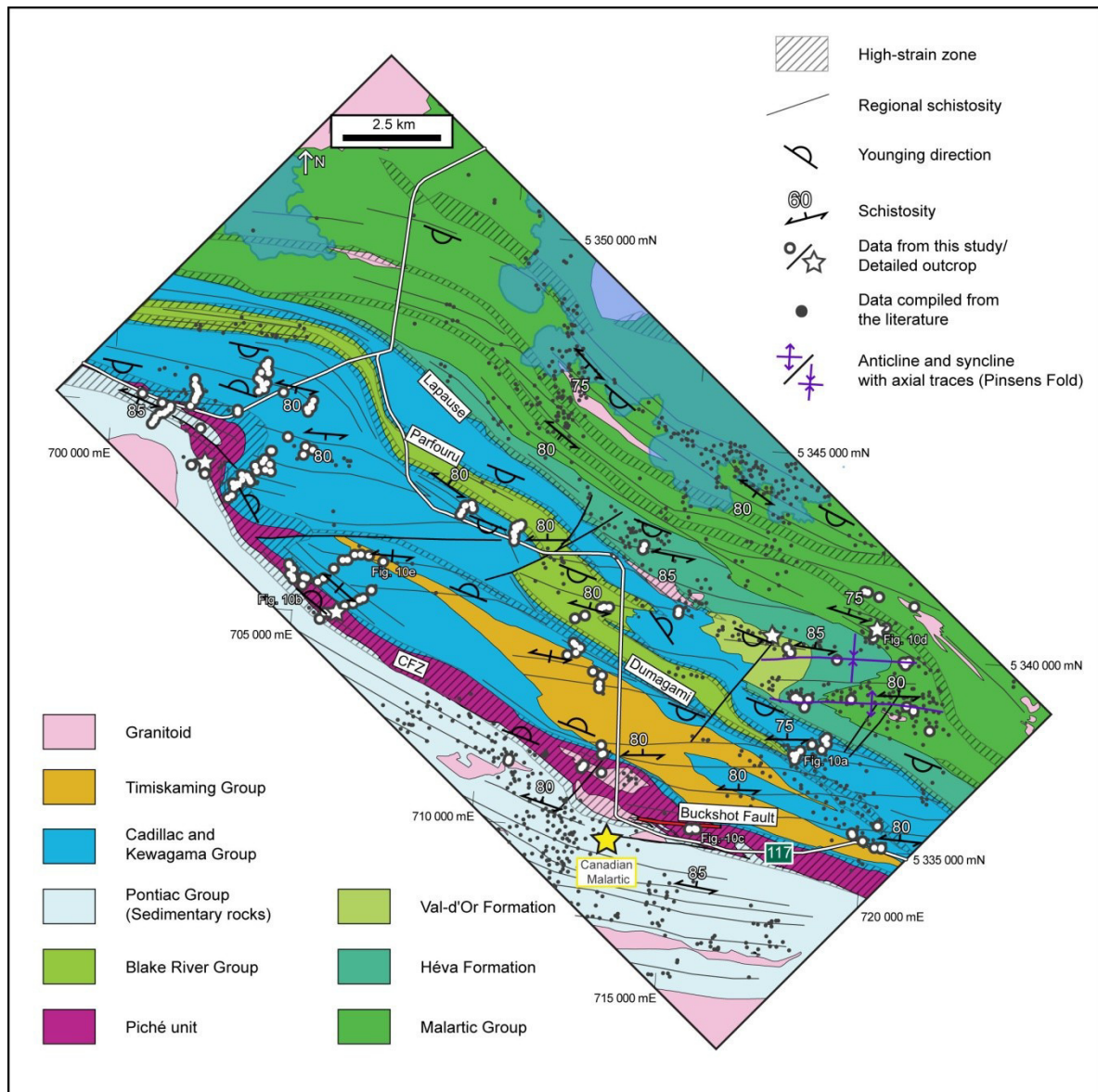


Figure 2.9: Geological map of the CFZ in the Malartic segment. For regional location see Figure 2.2. Based on data from Desrochers et al. (1993); Desrochers et Hubert (1996); Pilote et al. (1999); Pilote (2013); Pilote et al. (2014). UTM coordinates in NAD83, Zone 17.

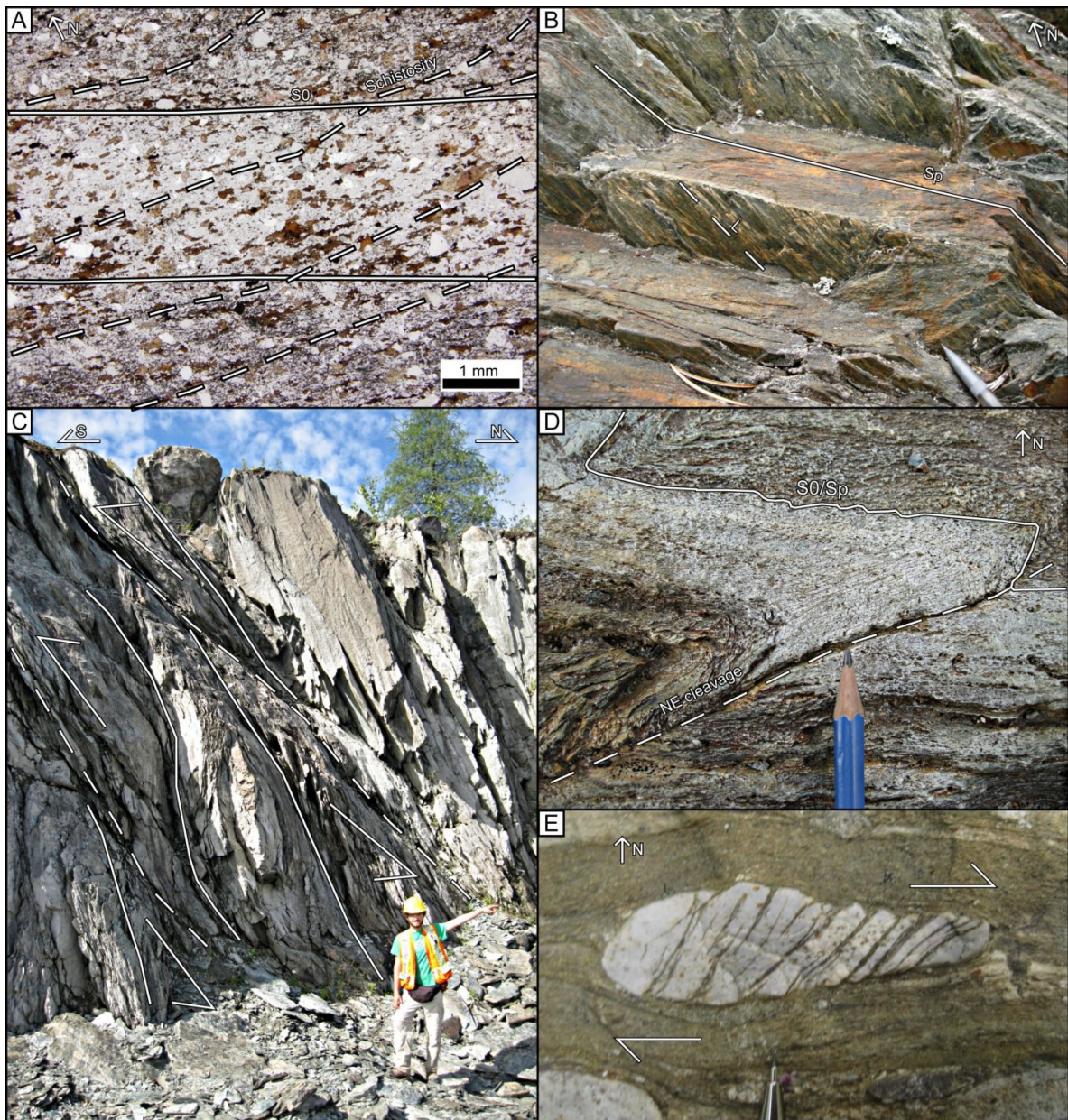


Figure 2.10: Structural features of the Malartic segment. A) Highly deformed mafic and ultramafic rocks of the Malartic Group in a high-strain zone. Schistosity is parallel to bedding. B) Basalts in the CFZ affected by schistosity parallel to bedding. Stretching lineation is represented by elongated plagioclase crystal and a steep SE plunge. C) Reverse shear-zone in the CFZ. Ultramafic rocks are highly strained and display significant steeply dipping schistosity. Local shear plan shows less dipping and the angular relationship is interpreted as reverse movement. D) «Z»-shaped folding in a volcanoclastite unit of the Malartic Group. Schistosity is parallel to bedding and is also disrupted. NE-trending cleavage is well-developed and is axial planar to folds. Fold axes plunge vertically. E) Bookshelf shaped fragment in the Cadillac Group conglomerate next to the CFZ. Shear sense is interpreted as dextral.

Folding patterns related to this schistosity vary with the rock assemblages. Volcanic rocks of the Blake River Group and the Dubuisson Formation of the Malartic Group display a consistent south-younging at the scale of the segment, whereas the sedimentary rocks of Kewagama and Cadillac Groups are characterized by recurrent changes in younging direction (Bouchard 1980) and E-trending “Z”-shaped folds (Tourigny 1984). The Louvicourt Group, containing the Héva and Val-d'Or Formations and the upper Malartic Group, reveals a kilometer scale "Z"-shaped fold (referred to as Pinsens Fold) with E-trending axial traces and steeply eastward plunging axes (80  ). However, folds in each group are confined by high-strain zones that border each group, including the CFZ, Dumagami, Parfouru, and Lapause Faults. These faults act as decollement surfaces between folded panels. In the SE part of the segment, the talc-chlorite schists of the Pich   unit are highly affected by the CFZ, and display a well-developed vertical schistosity (S_p). Here again, S_p is striking east despite the Pich   unit trending SE. However, S_p and the CFZ are truncated by the Buckshot Fault (Figure 2.9), which is E-trending and steeply dipping to the north (Figure 2.10c). The angular relationship and the dip-parallel lineations in the shear zone are compatible with reverse movement.

This segment is also affected by a subvertical NE-trending crenulation cleavage (S_{p+1}) well developed in the close vicinity of faults and reactivated lithological contacts. Approaching high-strain zones, S_{p+1} also displays a change in attitude similar to S_p , gradually striking more to the east. The resulting E-trending cleavage can be confused in some places with the regional E-trending schistosity S_p observed far from high-strain zones. Yet, S_{p+1} is cross-cutting S_p , and is axial planar on a centimeter to decimeter-scale to «Z»-

shaped folds (F_{p+1}) with subvertical axes (Figure 2.10d). Volcanic fragments and clasts in the conglomerate are sigmoidal in shape, compatible with a dextral strike-slip (Figure 2.10e).

2.5.4 Val-d'Or segment

The Val-d'Or segment is 70 km long (Figure 2.11), trending east from Dubuissou village in the west to the Grenville Front in the east. Little information is available due to thick overburden. Narrow discontinuous slivers of ultramafic rocks with a maximum thickness of 200 m are associated with the Piché unit and represent the CFZ. Where the Piché unit is not observed, the Cadillac Group is directly in contact with the Pontiac Group. The lack of intrusive rocks in this segment is noteworthy.

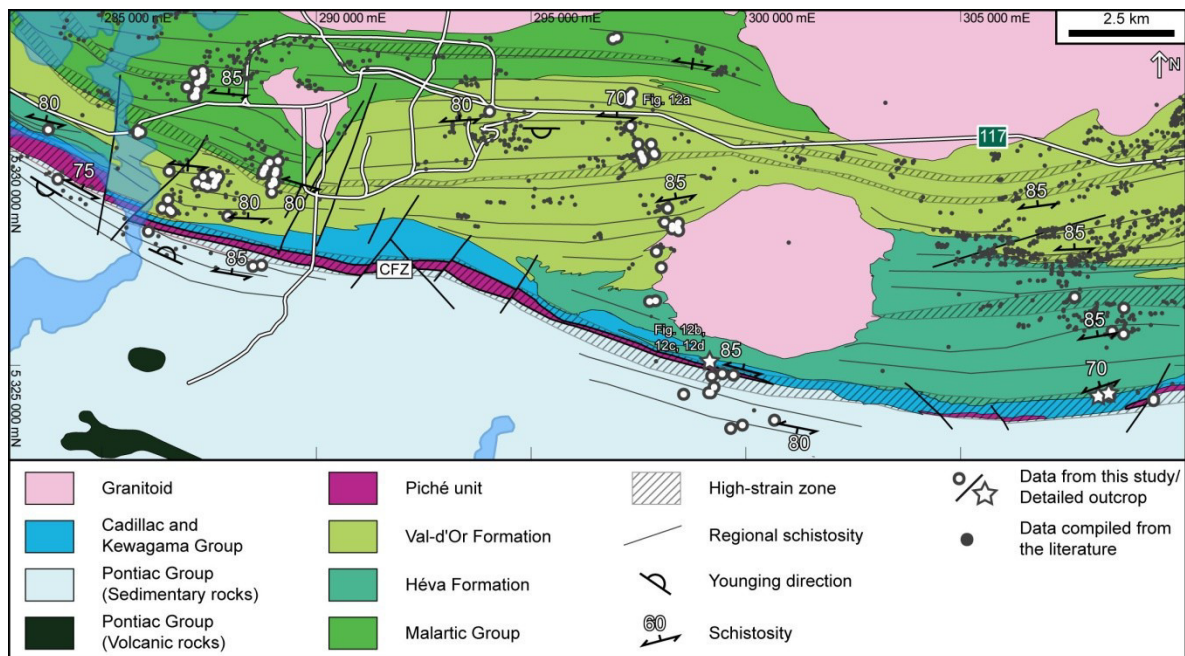


Figure 2.11: Geological map of the CFZ in the Val-d'Or segment. For regional location see Figure 2.2. Based on data from Imreh (1984); Robert (1989); Desrochers et al. (1993); Pilote et al. (1997); Pilote et al. (1998); Pilote et al. (2014). UTM coordinates in NAD83, Zone 18.

Bedding is subvertical to steeply dipping to the North. S_p is E-trending, bedding-parallel, and well-developed for hundreds of meters on both sides of the fault. It is poorly developed in volcanic rocks with massive or pillowed facies, though it is well developed in sedimentary rocks and highly deformed and/or altered volcanic rocks, displaying a steeply east-plunging stretching lineation (70°). Locally, specific corridors such as near dyke contacts can show shallow stretching lineation (Figure 2.12a).

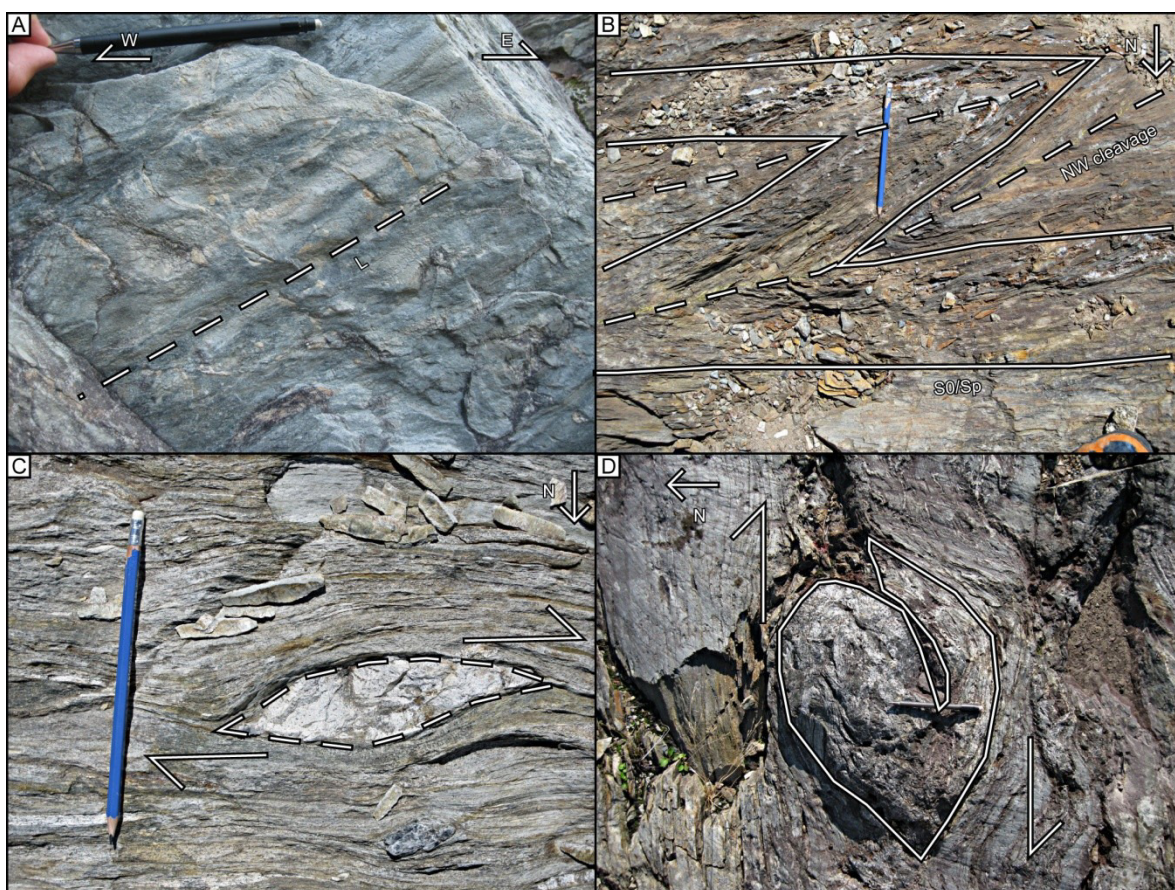


Figure 2.12: Structural features of the Val-D'Or segment. Pictures B, C and D are located next to the CFZ. A) Shallowly plunging stretching lineation in tonalite, Malartic Group. B) «Z»-shaped asymmetric fold in the Cadillac Group sedimentary rocks. Bedding and schistosity are parallel and NE-trending, and cleavage is axial planar to folding. C) Sigmoid-shaped fragment in the Cadillac Group conglomerate. Shear-sense indicator is interpreted as dextral. D) Mineralized quartz-tourmaline boudinaged veins in the Cadillac Group. Clockwise rotation of the fragment is interpreted as a dextral shear-sense indicator.

The S_p schistosity is cross-cut by a NE-trending cleavage (S_{p+1}) developed in the vicinity of the CFZ and other fault zones. The dip of S_{p+1} is vertical to steep to the NW. It is also axial planar to the minor-scale "Z" shaped asymmetric folds (F_{p+1}) whose axes are collinear to the stretching lineation (Figure 2.12b). The geometry of F_{p+1} folds is locally highly variable and inconsistent, their axes range from shallowly plunging to the SW to moderately plunging to the NE, including dip-parallel plunges (Robert 1989). Shear sense indicators observed in planar view include CS-like structures and shear bands compatible with dextral strike-slip movement. Sigmoid-shaped clasts and fragments in the Cadillac Group conglomerates also corroborate this interpretation (Figure 2.12c and d).

2.5.5 Chronological relationships and correlations between segments

The above description of the CFZ segments suggests that different structural events are heterogeneously superimposed along the CFZ. Based on the average orientation of each foliation (Figure 2.13), and recurrent structural features, correlations can be made across segments (Table 2.2). All four segments exhibit S_p schistosity and the youngest NE-trending crenulation cleavage. However, the Malartic and Val-d'Or segments lack evidence of the NW-trending cleavage, and the subhorizontal cleavage is only observed in the Rouyn segment. According to field observations in the Rouyn segment and microstructural analysis (Figure 2.14), four generations of foliation, and thus four potential deformation events, are interpreted in the following chronological order: 1) a prominent east-trending schistosity vertical to steeply dipping to the north, 2) subhorizontal crenulation cleavage, 3) NW-trending crenulation cleavage, and 4) NE-trending vertical crenulation cleavage.

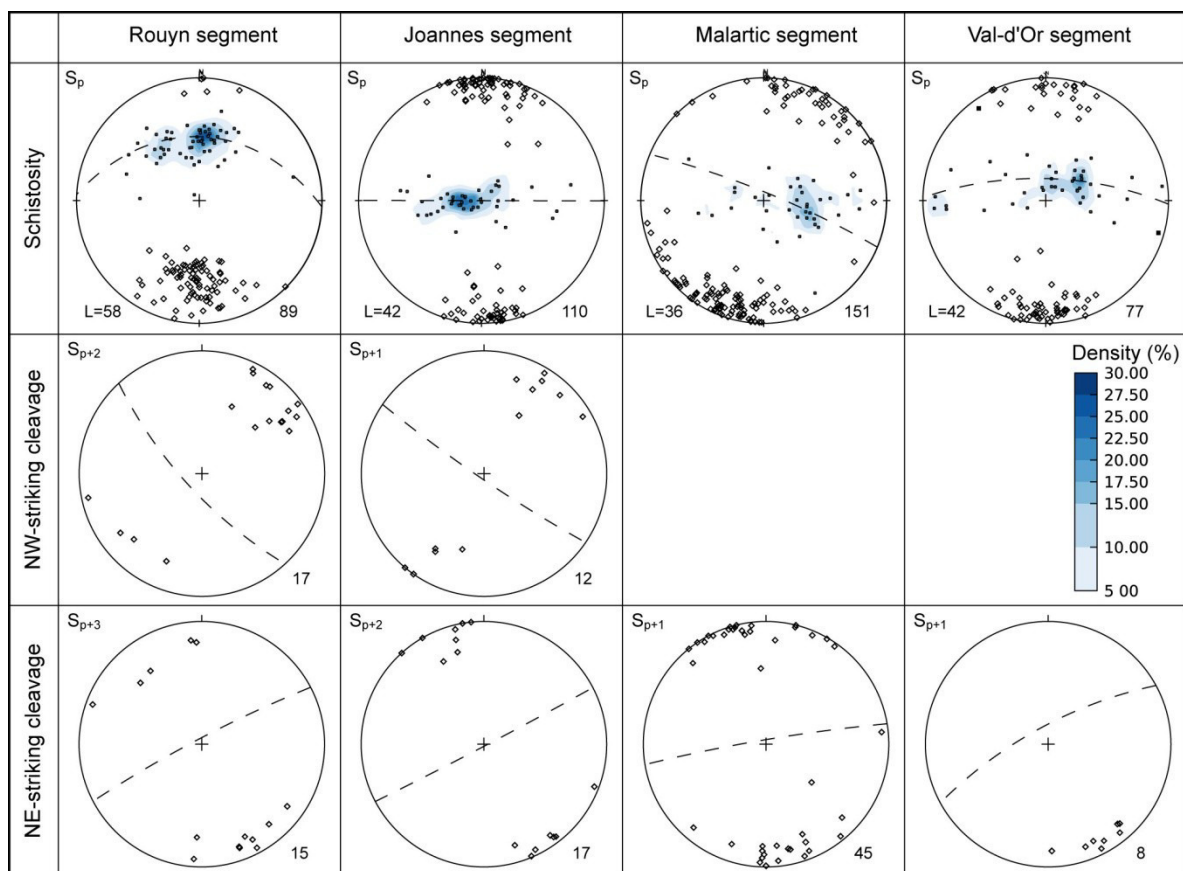


Figure 2.13: Stereonet plots of foliations in each segment.

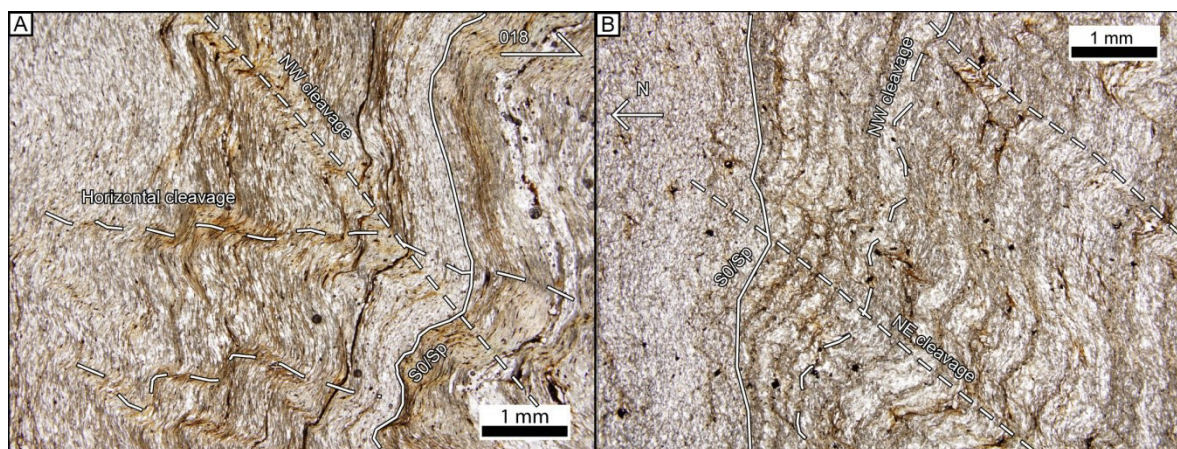


Figure 2.14 : Cross-cutting relationships between foliations. A) Thin section is orthogonal to bedding of sedimentary rocks in Rouyn segment. Schistosity is parallel to bedding and subvertical. Schistosity is disrupted by horizontal cleavage related to extension. This cleavage is itself crosscut by the NW-trending cleavage. B) Horizontal thin section of sedimentary rocks in the Rouyn segment. NW cleavage cross-cut bedding and schistosity and is cross-cut by NE cleavage (view from the top).

Table 2.2: Summary of structural elements related to each deformational event in each segment of the CFZ.

Deformational event	Structural element	Rouyn Segment	Joannes Segment	Malartic Segment	Val-d'Or segment
D₁ North-South Shortening	Schistosity	E-trending, moderately dipping to the North	E-trending vertical	ESE-trending vertical	E-trending, moderately dipping to the North
	Stretching lineation	Down-dip to the North	Down-dip to the West	Down-dip to the East	Down-dip to the North-East
	Plunge	Moderately plunging	Steeply plunging	Moderately plunging	Moderately plunging
	Folding	E-trending, isoclinal	E-trending, isoclinal	ESE-trending, closed folding	<i>Not observed</i>
	Shear-sense indicators	<i>Not observed</i>	<i>Not observed</i>	Reverse shear zone	<i>Not observed</i>
D₂ Extension	Foliation	Horizontal cleavage	<i>Not observed</i>	<i>Not observed</i>	<i>Not observed</i>
	Folding	Open folding	<i>Not observed</i>	<i>Not observed</i>	<i>Not observed</i>
	Shear-sense indicators	Sigmoid and bookshelf objects	Sigmoid and bookshelf objects	<i>Not observed</i>	<i>Not observed</i>
D₃ NE-SW Shortening	Foliation	NW-trending, steeply dipping cleavage	NW-trending, steeply dipping cleavage	<i>Not observed</i>	<i>Not observed</i>
	Folding	NW-Trending, asymmetric S-shaped folds	NW-Trending, asymmetric S-shaped folds	<i>Not observed</i>	<i>Not observed</i>
D₄ NW-SE Shortening and strike-slip	Foliation	NE-trending vertical cleavage	NE-trending vertical cleavage	NE-trending vertical cleavage	NE-trending vertical cleavage
	Folding	NE-Trending, asymmetric Z-shaped folds	<i>Not observed</i>	NE-Trending, asymmetric Z-shaped folds	NE-Trending, asymmetric Z-shaped folds
	Shear-sense indicators	C-S-like and shear bands, sigmoid objects	Sigmoid objects	C-S-like and shear bands, sigmoid objects	C-S-like and shear bands, sigmoid objects

2.6 Discussion

The above description shows that each segment presents distinct structural styles that can be interpreted as different responses to specific events in the overall structural evolution of the southern Abitibi Subprovince. Before discussing the different stages of ductile deformation, we first review the evidence that reveals the early history of the CFZ, and the origins of the various structural styles of the segments.

2.6.1 Evidence for a pre-Timiskaming deformation

The Timiskaming rocks have recorded the oldest evidence of ductile deformation related to shortening, suggesting at first glance that deformation postdates the Timiskaming deposition. Still, several key elements suggest that the southern Abitibi experienced deformation prior to it. Several authors have proposed models involving pre-Timiskaming deformation (Ludden et al. 1986; Desrochers et Hubert 1996; Daigneault et al. 2002; Bleeker 2015). In the eastern part of the CFZ, two critical aspects allow this early deformation event to be defined: the apparent stratigraphic relationship between the Timiskaming and Blake River Groups and the specific angular relationship between schistosity and volcano-sedimentary architecture in the Malartic segment.

In the Rouyn segment, the turbidite facies of the Timiskaming Group overlies the Blake River Group unconformably (Goulet 1978; Hyde 1980). Younging directions are southward in the sedimentary rocks, but northward in the volcanic rocks (Diop 2011), defining a back-to-back relationship. This back-to-back relationship was also reported by Wilson (1962) and Hubert et al. (1984), and in the western part of the CFZ by Mueller et al.

(1994). Predominance of this relationship between the two groups suggests that volcanic rocks close to the CFZ were already tilted and significantly dipping to the north before the deposition of the Granada basin (Figure 2.15a). The unconformable relationship was further magnified during post-Timiskaming deformation. Therefore, tilting would have occurred after the volcanic activity of the Blake River Group (2695 Ma) and prior to the Timiskaming deposition (ca. 2677 Ma). Dimroth et al. (1983b) and Desrochers et Hubert (1996) show similar evidence of early deformation.

The detailed SE-trending architecture of the Malartic segment allows further insight into pre-Timiskaming deformation. An important relationship and key point is that the above-described schistosity (S_p) is axial planar to the regional-scale “Z”-shaped Pinsens Fold. In contrast with Dimroth et al. (1983b), the Pinsens Fold is interpreted in this paper as a first generation ductile structure instead of a feature related to late dextral strike-slip event. Late “Z”-shaped folds are characteristically expected to be on a scale of decimeters to meters and associated with a crenulation cleavage (Robert 1989). However, the Pinsens Fold in the Malartic segment is of larger scale and clearly associated with the axial-planar schistosity S_p expressed by the preferred orientation of elongated crystals and clasts. If this fold was related to late deformation, S_p should have been also folded at the segment-scale, which is not the case. Moreover, no crenulation cleavage was observed outside fault zones, preventing correlation between the late cleavage and the Pinsens Fold. The overall clockwise angular relationship between the S_p schistosity and the lithological contacts suggest that the stratigraphic units were already SE-trending before development of E-trending schistosity. Moreover, the presence of recurrent F_p vertical axis in the Louvicourt

Group and the southern part of the Malartic Group suggests that the stratigraphic units were already tilted (Figure 2.15a).

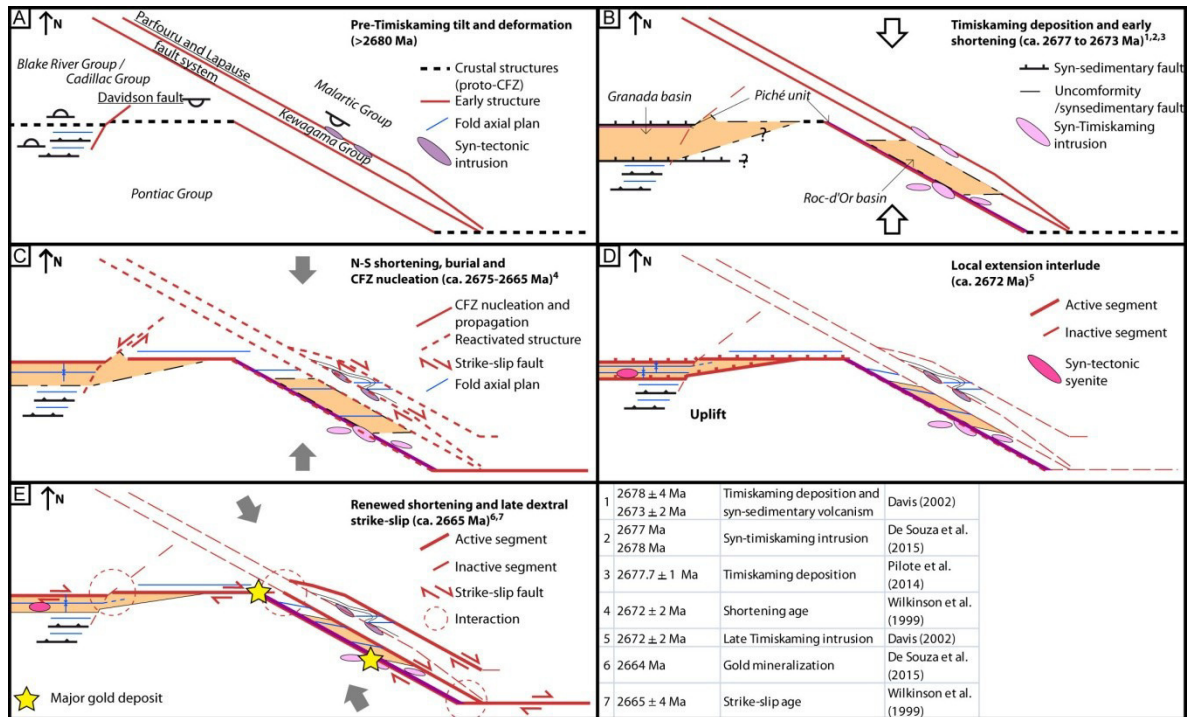


Figure 2.15 : Model of evolution of the CFZ. A) Geological setting prior to Timiskaming deposition. The southern part of the Blake River Group is tilted to the North, the Malartic Group is tilted to the SW, and the Pontiac subprovince experience thrusting and folding during the N-S collisional event (Benn et al. 1994). B) Timiskaming deposition during shallow-level shortening. Piché unit slivers are dragged into the CFZ. Intrusive rocks are emplaced along SE-trending structures in the Malartic segment. C) Ductile deformation and burial during N-S main shortening. SE- and SW-trending structures experience strike-slip movement. The CFZ nucleates by reactivation and linking of early structures. D) Uplifting of the Pontiac subprovince in part accommodated by the CFZ. E) Late strike slip movement expressed by shearing along the CFZ. Emplacement of major gold deposits emplacement (Simard et al. 2013; De Souza et al. 2015).

It is noteworthy that the SE-trending attitude is parallel and in continuity to the Kewagama Group. The Parfouru and La Pause faults located at the southern and northern Kewagama contacts, respectively, has previously been interpreted as syn-volcanosedimentary boundary faults reactivated during deformation (Dimroth et al. 1982; Dimroth et al. 1983b). As the CFZ in the Malartic segment represents the prolongation of

the Kewagama boundary faults, this attitude could be interpreted as well as inherited trend prior to ductile deformation.

Moreover, several intrusions are spatially associated with faults, mainly the Lapause Fault and the Marbenite Fault separating the southern part of the Malartic Group from the Dubuisson Formation. Several of them were previously dated: the Camflo Monzonite at 2685 Ma (Zweng et al. 1993), the Norlartic Tonalite at 2692 Ma (Couture et al. 1994) and the Kiena Granodiorite at 2686 Ma (Morasse et al. 1995). Furthermore, Mueller et al. (2012) dated a tonalitic dyke in the Kewagama Group that yields 2681 Ma. All these intrusions predate the deposition of the Timiskaming Group and postdate the end of volcanism as the closest rocks of the Blake River Group in the area are dated at 2698.5 Ma (Lafrance et al. 2005). This therefore suggests that the emplacement of these intrusions may have been controlled by pre-existent structures already active circa 2690 Ma.

2.6.2 Segmentation of the CFZ

Deformation patterns display clear variations along the CFZ, allowing the subdivision of the fault into several structurally-consistent segments (Figure 2.15 and Figure 2.16). The stretching lineation attitudes are very specific to each segment: moderately north-plunging in the Rouyn-Noranda segment, subvertical to west-plunging in the Joannes segment, steeply NE-plunging in the Malartic segment, and steeply east-plunging in the Val-d'Or segment. The expression of a single event may also vary from one segment to another. For instance, the dominant schistosity (S_p) is steeper in the Joannes segment than in the Rouyn-Noranda segment. This structural segmentation correlates well with the distribution of rock assemblages along the fault, as well as with the ruptures in the geometrical continuity of the

fault trace induced by lateral offset by the Davidson fault, orientation changes or bending. The location of the Timiskaming Group with respect to the CFZ is especially representative of this segmentation: in the Rouyn and Joannes segments, this assemblage is located south of the fault, whereas in the Malartic segment it is located north of it. The Timiskaming Group is so far undocumented in the Val-d'Or segment.

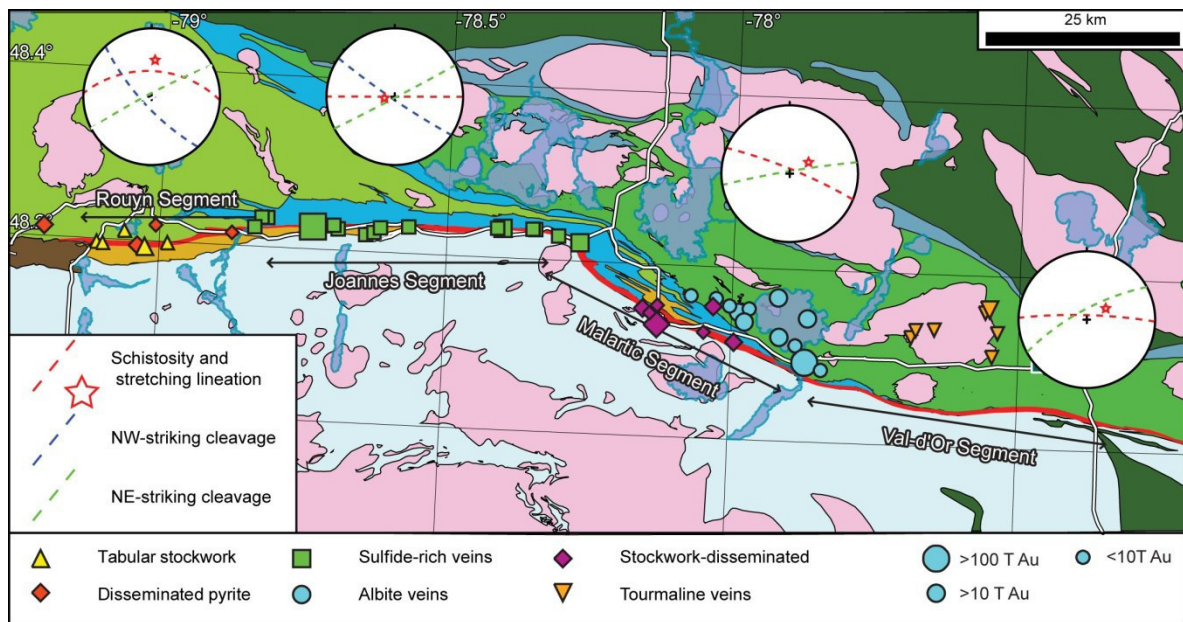


Figure 2.16 : Structural synthesis of major features of each segment and distribution of alteration type of gold deposits along the CFZ. Deposit data from Rafini (2014).

Therefore, the CFZ may have originated from several early structures (Figure 2.15a). A proto-CFZ may have formed early during Abitibi-Pontiac accretion whereas the early SE-trending architecture system of the Malartic segment may represent a transfer fault zone between the Val-d'Or and Rouyn-Joannes segments. On the other hand, the Davidson Fault is interpreted to represent an early synsedimentary fault corresponding partly to the eastern limit of the Granada basin (Bedeaux 2012). Moreover, the Davidson Fault is a structural boundary between greenschist and higher metamorphic facies eastward and low facies

metamorphism westward (Dimroth et al. 1983a; Bedeaux 2012). All these structures created the frame on which all deformational events were then overprinted.

The structures were subsequently linked to deposition of the Timiskaming Group, as synsedimentary deformation events produced uplift and relief along the fault and subsequent erosion into the Timiskaming basins (Figure 2.15b). Control on the sedimentation of Timiskaming-type basins by pre-CFZ structures was previously noted (Dimroth et al. 1982; Wilkinson et al. 1999; Daigneault et al. 2002), and thought to reflect deeper crustal origins (Bleeker 2015). Shearing and metasomatism along major contacts led to the creation of pervasive deformation zones linking with other structures eastward and westward. The fault track is systematically parallel to major contacts, but not necessarily parallel to schistosity as previously stated by Wilkinson et al. (1999). Thus the different orientations of CFZ segments do not reflect folding during deformation, as Sp does not mimic bending of the CFZ track. Instead, geometry is inherited from the geometry of multiple early structures.

In this model, the CFZ results from the linking of synvolcanic faults or major contacts with distinct geometry (Figure 2.15a). The structures were subsequently connected during deformation. The early structures were loci for deformation that facilitated the nucleation and propagation of high-strain zones (Figure 2.15b). As shown by the distribution of structural data, the geometry inherited from each precursor structure likely affected the way that deformation was expressed in each segment of the CFZ. The orientation of each segment influenced the response of each segment during deformation, exerted control on the local field stress, and influenced the geometries of foliation,

lineation, and folding. As such, during N-S shortening, E-trending vertical segments were more likely to experience co-axial deformation, whereas the SE-trending segment of the Malartic underwent local non-coaxial deformation and activated as a strike-slip shear plane.

2.6.3 Integration and structural evolution

Even though each segment shows distinct structural styles related to the origin of the CFZ, their different structural styles can still be integrated into the overall structural evolution of the southern Abitibi Subprovince (Figure 2.15).

2.6.3.1 D₁ – N-S Shortening

The first and most developed ductile event is recorded mainly by the regionally penetrative, E-trending, vertical to north dipping schistosity (S_p), which is axial planar to the regional folds (F_p). The bulk of the deformation recorded in the Abitibi Subprovince was sustained during this event and is compatible with a N-S-shortening event (Figure 2.15b and c). This interpretation is consistent with previous studies (Dimroth et al. 1983b; Hodgson et Hamilton 1989; Wilkinson et al. 1999; Daigneault et al. 2002). The event is the same as D₁ that was established by Robert (1989), and D₂, which was established by Wilkinson et al. (1999). The E-trending segments of the CFZ experienced mostly coaxial shortening expressed as penetrative foliation (S_p) and isoclinal folds (F_p). The attitude of S_p may display slight variations from one segment to another, but S_p always forms the principal foliation corresponding to the apparent flattening plane that contains the stretching lineations.

The shallow dip of the Rouyn segment may be inherited from an early shallow thrusting structure. As the Blake River Group, and to a lesser extent the Timiskaming Group, display low metamorphic facies, burial in this segment was not as deep as in other segments where rocks experienced at least greenschist facies metamorphism. Thus this segment was not buried to the same extent as the deeper, vertical portions of the CFZ in the other segments.

Major SE-trending contacts between rock groups display evidence of non-coaxial flow conditions. These sheared contacts dragged the E-trending S_p fabric in a SE direction. Reverse shear zones described in the Malartic segment suggest that thrusting along local E-trending faults was caused by another mechanism related to shortening. Still, this therefore suggests that the movement was only minor at the scale of the CFZ because little evidence of reverse movement was observed in all segments. This is consistent with observations made by Wilkinson et al. (1999).

The Malartic segment expressed a very distinct deformation style with respect to the D_1 shortening event. Regional F_p folds associated with the axial planar S_p schistosity remain E-trending, describing a clockwise angular relationship with the SE-trending attitude of rock units. This situation is responsible for the regional "Z"-shaped fold pattern that characterizes most of the Malartic Group in this sector.

The D_1 event is largely responsible for the structural framework acquired during a regional deformational event. It could represent a composite deformational event over a large period of time. The associated schistosity may overprint or transpose fabrics related to

one or several former deformational events, thus obliterating evidence of older deformation.

2.6.3.2 D₂ - Extension and southern uplift

The second event corresponds to extensional movement recorded along major fault zones that resulted in the uplift of the southern block (Figure 2.15d). Evidence for this event is well preserved in the Rouyn segment, especially in the Granada south deformation zone. Here, abundant, sigmoid-shaped fragments, bookshelf structures along the acquired S_p , and the presence of a subhorizontal S_{p+1} crenulation cleavage with associated open folds are consistent with vertical loading and compatible with normal movement. Numerous authors suggested extension prior to Timiskaming deposition (Mueller et Donaldson 1992; Wilkinson et al. 1999; Lin et al. 2013), and during ductile deformation (Morin et al. 1993b; Daigneault et al. 2002). In the present model, extension occurred after shortening with a reactivation of the primary penetrative steep fabric or development of features such as folding and flat crenulation cleavage. Jébrak et al. (1991) made similar observations but suggested that this extension preceded shortening. However, our observations of the flat cleavage favor an interpretation of extension post-dating main shortening.

This extensional movement is compatible with the observed contrast of metamorphic facies which borders the CFZ (Figure 2.2). Metamorphic grade increases from subgreenschist facies in the Abitibi Subprovince to amphibolite facies in the Pontiac Subprovince. This contrast is most pronounced in the Rouyn segment, where amphibolite facies rocks crop out less than 3 km south of the contact between the Timiskaming and Pontiac Groups (Dimroth et al. 1983b; Camiré et Burg 1993; Benn et al. 1994; Powell et al.

1995). This juxtaposition of facies implies that the amphibolite facies Pontiac sedimentary rocks were significantly uplifted with respect to the greenschist facies Timiskaming rocks (Daigneault et al. 2002) after experiencing amphibolite facies metamorphism. Contrast in metamorphic grade is less significant in the other segments, suggesting that part of the extensional movement was accommodated along other faults such as in the Manneville segment of the Destor-Porcupine-Manneville Fault Zone (Mueller et al. 1996; Daigneault et al. 2002), the Lapause Fault (Powell et al. 1995), and to a lesser extent the Davidson Fault. In the Malartic segment, the metamorphic map interpreted by Faure (2015) also suggests that SE-trending faults could have experienced normal extensional movement as they represent the isograd between upper and lower greenschist metamorphism. In the present model, movement is instead partitioned on several faults, which may explain why evidence was not observed in this segment: there was less movement along each of these faults. Moreover, neither the Pontiac Group sedimentary rocks, regional amphibolite facies metamorphism, nor extension were observed west of the Cobalt Group along the CFZ (Jolly 1978), suggesting that extensional movement along the CFZ may be related to the exhumation of the amphibolite facies rocks of the Pontiac Subprovince (Figure 2.15d). If so, extensional movement needs to be transferred to faults connected to the Rouyn segment. Movement may have been accommodated on a buried N-S-trending extensional fault underneath the Proterozoic Cobalt Group which represents the western boundary of the Pontiac Subprovince with the Abitibi Subprovince. This could explain the absence of significant contrast in metamorphism on both sides of the CFZ west of the Cobalt Group.

2.6.3.3 D₃ - Local NE-SW shortening

The NW-trending S_{p+2} cleavage and related local F_{p+2} folds are quite difficult to place in the structural evolution of the CFZ. They are closely associated with sedimentary rocks next to the CFZ, especially in the Granada basin. Lafrance (2015) observed a cleavage with similar orientation and anti-clockwise relationship with bedding in the Chemini sector west of the Cobalt Group. The author suggested that it represented the main schistosity related to N-S shortening, reflecting an angular relationship with the strike of bedding. On the other hand, Hawley (1932) believed that this cleavage was caused by shearing parallel to bedding during shortening, thus implying that this cleavage is related to early deformation. A similar interpretation is unlikely in the present case as the NW-cleavage clearly cross-cuts both S_p schistosity and the horizontal crenulation cleavage. A possible interpretation is that the cleavage represents local deflection of regional stress caused by the Davidson Fault (Morley 2010; Tingay et al. 2010) because this type of cleavage is most developed next to it in both the Joannes and Rouyn-Noranda sectors. Cleavage formation could have taken place during the transition between shortening and late strike-slip faulting, as this NW-trending cleavage is very commonly observed with NE-trending ones. Another possibility could be that both NE and NW cleavages are part of a conjugate system of cleavages related to N-S shortening. This structural pattern could be correlated within the Timiskaming Group along the fault zone. During the late strike-slip event, S_{p+3} was best oriented and accommodated further deformation and shearing, while the misoriented S_{p+2} was inactive. In both cases, the lack of shearing and movement related to this cleavage lead to the interpretation that it has no significant impact on the structural evolution, and reflects

a local structural pattern confined to the vicinity of the Davidson Fault and the Rouyn segment of the Timiskaming Group.

2.6.3.4 D₄ - Late regional strike-slip

The presence of a recurrent and well developed NE-trending S_{p+3} cleavage in all four segments is compatible with a regional scale NW-SE shortening event. This event resulted in dextral strike-slip movement along E-trending fault planes (Figure 2.15e). Cross-cutting relationships clearly establish the late dextral strike-slip faulting as the last ductile event. The spatial relationship between S_{p+3} and fault zones suggests that it was focussed by the prior deformation and alteration of the fault-rocks. The bulk deformation is expressed by the development of centimetre to meter scale «Z»-shaped close to tight folds (F_{p+3}). Most deformed rocks have experienced non-coaxial shearing as displayed by numerous shear-sense indicators such as sigmoid-shaped objects, bookshelf structures, C-S relationships and shear bands or C'. In the latter, the C' cleavage related to late strike-slip faulting is combined with E-trending schistosity, resulting in the reactivation of S_p and faults as shear planes where horizontal stretching lineation is observed. This event compares to with D₃ in Wilkinson et al. (1999) and D₂ in Robert (1989).

2.6.4 Relationship with gold mineralization

Extensive work has been carried out to establish the timing of gold mineralization and correlate it to the structural history of the Abitibi (i.e. Neumayr et al. 1993; Kerrich et Kyser 1994; Neumayr et al. 2000). In the southern Abitibi, deformation occurs from 2680 to 2640 Ma (Daigneault et al. 2002; Robert et al. 2005). The age of mineralization is more complex, encompassing multiple events, but the time window of mineralization remains

controversial (Claouelong et al. 1990; Corfu et Davis 1991b; Claouelong et al. 1992). Nonetheless, most authors agree that a major pulse of gold mineralization occurred circa 2680-2670 (Kerrick et Kyser 1994; Goldfarb et al. 2001; Robert et al. 2005), which correlates with the time of deposition of the Timiskaming-type sedimentary basins and the bulk of the deformation. Furthermore, many authors (Robert 1989; Neumayr et al. 2000; Robert et al. 2005; Lafrance 2015) agree that most of the gold mineralization took place during the main shortening event and the late strike-slip event. As found in this study and others (Wilkinson et al. 1999; Robert et al. 2005), the main ductile deformation related to N-S shortening occurred during or following the late deposition of Timiskaming-type basins because it overprints rocks of the Timiskaming Group. These two chronological relationships are of great importance, as they suggest that major shear zone-related gold mineralization occurred during or after the linking of the early architecture and the formation of the CFZ segments: circulation of hydrothermal fluids was facilitated by this major developmental stage of the fault system, as the connection of multiple small structures allowed migration of fluids at a larger scale.

Many studies recognised that shear-zone related gold deposits are clustered into regional-scale goldfields (Robert et al. 1995; Neumayr et al. 2000; Beaudoin et Pitre 2005) constituting the historical mining camps, but with variable expressions of mineralization style and alteration noted in individual deposits. A recent synthesis by Rafini (2014) grouped most late orogenic gold deposits associated with the CFZ into a few types with different mineralization style, ore geometry, sulfide abundance, host rocks, and hydrothermal alteration. These groups form some spatially confined fields where

mineralization styles display consistent trends as summarized in Table 2.3 and Figure 2.16. Moreover, these groups exhibit a striking coincidence with the structural segments of the CFZ identified in the present study. This spatial relationship further supports the effect of structural control by the segmentation of fluid migration and gold precipitation along the CFZ. Thus, differences in the CFZ geometry, such as strike and dip of each segment, are likely to have influenced preferred migration paths. Some segments of the fracture zone may have been well-oriented for fluid circulation while others were misoriented, thus creating paths for fluid circulation that may have changed in time during the structural evolution of the fracture zone. For example, during N-S shortening, the Joannes vertical segment was likely misoriented to allow fluid circulation, as its orientation was nearly orthogonal to shortening direction. On the other hand, the orientation of the Malartic segment may have been ideal during late strike-slip faulting, favouring dilation, which in turn allowed better migration of fluids. Transitions between segments could have also affected fluid circulation, acting as relay structures and facilitating or impeding the transfer between segments. For example, the Davidson Fault, striking NE and steeply dipping to the NW, was likely activated as an oblique strike-slip fault during N-S shortening, thus creating a preferential pathway for fluid migration between the Rouyn and Joannes segments. Conversely, the Davidson Fault was misoriented during late strike-slip movement, preventing circulation between the segments. From an economic point of view, the preferential hydrothermal fluid pathways along specific segments may have localized large deposits instead of spreading fluid along the whole length of the CFZ.

Table 2.3: Characteristics of the different gold mineralization types spatially associated to the CFZ in Quebec. Based on data from Rafini (2014).

Mineralization type Segment	Tabular Stockwork Rouyn	Disseminated pyrite Rouyn	Sulphide-rich veins Joannes	Stockwork- disseminated Malartic	Albite veins Malartic	Tourmaline veins Val-d'Or
Mineralization style	Stockwork and veinlet sets	Disseminated sulphides	Semi-massive veins and veinlets	Quartz-carbonate stockwork and disseminated sulphides	Quartz-carbonate-albite-chlorite veins and breccia	Quartz-carbonates-tourmaline-chlorite-scheelite massive veins
Sulphide abundance	Low (<5%)	Medium to high (7-40%)	Medium (10-15%)	Low (<5%)	Low (<5%)	High (up to 25%)
Sulphide nature	Pyrite, arsenopyrite and chalcopyrite	Pyrite	Pyrite, arsenopyrite, pyrrhotite	Pyrite, chalcopyrite, galena and sphalerite	Pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite	Pyrite, chalcopyrite
Alteration	Carbonate and fuchsite	Albite and carbonate	Biotite	Microcline, biotite, silicification (K and Na gain)	(Na gain, K loss)	Albite, carbonate, sericite (K and Na loss with local gain)
Hosting rock	Ultramafic rocks	Mafic rocks and albitite dyke	Syn-tectonic intrusion and BIF	Pontiac sedimentary rocks and syntectonic intrusions	Syntectonic calco-alkaline intrusions	Bourlamaque synvolcanic intrusion

Syntectonic intrusions in the vicinity of the CFZ are distributed heterogeneously and the Malartic segment clearly holds a large volume of the synkinematic intrusions along the CFZ, suggesting that this segment was better oriented than the others for magma infiltration. The structural segmentation thus played a role controlling intrusion-related gold such as the Canadian Malartic deposit. During the last two decades, numerous studies established relationships between seismogenesis, hydrothermal fluid migration and fault geometry (i.e. Cox et Ruming 2004; Micklethwaite et Cox 2004; Manighetti et al. 2009). More precisely, static stress modelling, used to compute stress changes resulting from the seismic activation of specific segments along a major fault, was shown to predict preferential fluid pathways efficiently in the vicinity of segment boundaries (Sheldon et Micklethwaite 2007; Micklethwaite et al. 2010). While the models were mostly tested in the Yilgarn Craton (Mair et al. 2000; Micklethwaite et Cox 2006), Rafini (2011) recently performed a similar static stress modelling approach on the CFZ that proved successful in explaining the spatial distribution of known gold occurrences. Thus, fault segmentation may provide an important indicator for gold exploration along the CFZ.

The CFZ displays features similar to other world-class gold mineralized faults such as multi-stage deformation history, complex tectono-magmatic setting, and gold mineralization resulting from numerous hydrothermal circulation events. The Archean Boulder-Lefroy fault system (Yilgarn Craton) in particular resembles the geological setting of the CFZ (Dubé et Gosselin 2007). World-class gold mineralization is located within a small portion of the fault system characterized by structural complexity (Weinberg et al. 2005). Several authors have highlighted the importance of bends, jogs and flexures

resulting from long-lived fault systems for gold mineralization (Weinberg et al. 2004; Nichols et Hagemann 2014; Vielreicher et al. 2016). Such features are potentially inherited from early structures (Weinberg et al. 2005; Miller et al. 2010). Thus, recognizing segments and potentially inherited structures may constitute valuable exploration tools in poorly documented major gold-bearing faults (e.g., Juneau gold belt, Lake Victoria Goldfields). Furthermore, the gold deposits along the Archean Boulder-Lefroy fault system are the result of several gold mineralization events temporally related to specific deformation events (Bateman et Hagemann 2004; Weinberg et al. 2005; Nichols et Hagemann 2014). Analog setting can apply to the CFZ and may constitute new guides for gold exploration.

2.7 Conclusions

The present project provided several key insights into the origin and structural evolution of the CFZ on a large scale and its influence on the distribution of gold deposits in southern Abitibi:

On a regional scale, the southern Abitibi experienced at least three major deformation events. The first and most important is a major N-S shortening event, resulting in a dominant penetrative schistosity that is axial planar to the folding of sedimentary rocks. It is followed by movement along major SE-trending contacts. Extension occurs locally in close vicinity of the fault zones, inverting the sense of movement along the fault. Shortening then resumes and evolves into a NW-SE shortening resulting with strike-slip movement along major shear-zones.

The CFZ probably originates from the linking of various structures of different origins. The structures are inherited from the accretion suture between the Pontiac and Abitibi Subprovinces, major contacts between rock groups, and early synvolcanic structures such as the Parfouru Fault. These early structures were deformation loci during the main shortening event, then transformed into high-strain zones, and then finally linked together. This model explains changes in the strike and dip of the CFZ that occur abruptly along the strike of the fault. The CFZ segmentation plays a key role in the way each deformation event is expressed; deformational features such as foliation strike and dip, stretching lineation attitude and the development of cleavages strongly vary between segments.

The structural segmentation of the CFZ has exerted a major control on the location of gold mineralization. Linking of the older structures and creation of the CFZ during or after deposition of the Timiskaming-type basins likely allowed circulation of hydrothermal fluids by connecting separate pathways. In the same way, the orientation of each segment controlled fluid movement. Poorly oriented segments diverted fluids to other parts of the fault zone during deformation. The structural segmentation was seemingly closely associated with localized seismic activation of the fault, allowing local cyclic enhancement of the hydraulic permeability and fluid pulses along temporary hydrothermal pathways.

Further research on the structural segmentation of crustal-scale faults in highly deformed terrains such as the Superior Province and the Yilgarn Craton could greatly improve our understanding of multi-staged major structures and Archean tectonics. Alternatively, discriminating synvolcanic and synsedimentary faults from late structures

based on typical alteration patterns (Mueller et al. 2008; Mercier-Langevin et al. 2011) and specific lithologies and facies (Lafrance et al. 2000) could help highlight the role played by inherited structures in complex major faults.

2.8 Acknowledgments

This paper forms part of the first author's Ph.D. thesis carried out at the *Université du Québec à Chicoutimi*. The work was given financial and logistical support by the *Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, Quebec, Canada* and *CONSOREM*, the mineral research exploration consortium. We thank Bruno Lafrance, Steven Micklethwaite and Jeffrey L. Mauk, whose comments and reviews greatly improved this work.

2.9 References

- Ambrose, J.W. 1944. Duparquet-Larder Lake-Rouyn Region, Ontario and Quebec. Geological Survey of Canada. Preliminary Map 44-29. 1 p.
- Amilibia, A., Sabat, F., McClay, K.R., Munoz, J.A., Roca, E., et Chong, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt; insights from the Cordillera de Domeyko. *J. Struct. Geol.* **30**(12): 1520-1539. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., et Trowell, N. 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 63-95. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00006-2.

- Barnes, P.M., Sutherland, R., et Delteil, J. 2005. Strike-slip structure and sedimentary basins of the southern Alpine Fault, Fiordland, New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.* **117**(3-4): 411-435. doi: 10.1130/b25458.1.
- Bateman, R., Ayer, J.A., et Dube, B. 2008. The Timmins-Porcupine gold camp, Ontario; anatomy of an Archean greenstone belt and ontogeny of gold mineralization. *Econ. Geol.* **103**(6): 1285-1308. doi: 10.2113/gsecongeo.103.6.1285.
- Bateman, R., et Bierlein, F.P. 2007. On Kalgoorlie (Australia), Timmins-Porcupine (Canada), and factors in intense gold mineralisation. *Ore Geol. Rev.* **32**(1-2): 187-206. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.08.001>.
- Bateman, R., et Hagemann, S. 2004. Gold mineralisation throughout about 45 Ma of Archean orogenesis: protracted flux of gold in the Golden Mile, Yilgarn craton, Western Australia. *Miner. Depos.* **39**(5-6): 536-559. doi: 10.1007/s00126-004-0431-2.
- Beaudoin, G., et Pitre, D. 2005. Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d'Or (Canada) orogenic gold vein field. *Miner. Depos.* **40**(1): 59-75. doi: 10.1007/s00126-005-0474-z.
- Bedeaux, P. 2012. Minéralisations et déformation à proximité de la Faille de Davidson, Abitibi, Canada. Unpublished Msc Thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M.R., et Gillett, J. 1994. Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec; an integrated structural and geophysical study. *Can. J. Earth Sci.* **31**(2): 271-281.

- Bleeker, W. 2015. Synorogenic gold mineralization in granite-greenstone terranes: the deep connection between extension, major faults, synorogenic clastic basins, magmatism, thrust inversion, and long-term preservation. Geological Survey of Canada. Open File 7852. p. 25–47.
- Bouchard, M.F. 1980. Région de Cadillac-Malartic. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. DPV-791. 12 p.
- Brodie, K., Fettes, D., Harte, B., et Schmid, R. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 3. Structural terms including fault rock terms. . Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01.02.2007; .
- Camiré, G.E., et Burg, J.P. 1993. Late Archean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Res.* **61**(1-2): 51-66.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of archean accretion. *Precambrian Res.* **48**(1-2): 99-156. doi: 10.1016/0301-9268(90)90059-y.
- Claouelong, J.C., King, R.W., et Kerrich, R. 1990. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone-belt - constraints on the timing of gold mineralization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **98**(1): 109-128. doi: 10.1016/0012-821x(90)90091-b.
- Claouelong, J.C., King, R.W., et Kerrich, R. 1992. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone-belt - constraints on the timing of gold mineralization - reply. *Earth Planet. Sci. Lett.* **109**(3-4): 601-609. doi: 10.1016/0012-821x(92)90118-f.

- Corfu, F., et Davis, D.W. 1991a. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone-belt - constraints on the timing of gold mineralization - comment. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**(2-4): 545-552. doi: 10.1016/0012-821x(91)90229-b.
- Corfu, F., et Davis, D.W. 1991b. Comment on “Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization” by J.C. Clauoué-Long, R.W. King and R. Kerrich. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**(2-4): 545-552. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90229-B](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(91)90229-B).
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y., et Jensen, L.S. 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Can. J. Earth Sci.* **26**(9): 1747-1763. doi: <http://dx.doi.org/10.1139/e89-148>.
- Corfu, F., Spooner, E.T.C., et Barrie, C.T. 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Econ. Geol.* **88**(6): 1323-1340. doi: <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.88.6.1323>.
- Couture, J.F., Pilote, P., Machado, N., et Desrochers, J.P. 1994. Timing of gold mineralization in the Val-d’Or district, Southern Abitibi Belt - evidence for 2 distinct mineralizing events. *Econ. Geol.* **89**(7): 1542-1551.
- Cox, S.F., et Ruming, K. 2004. The St Ives mesothermal gold system, Western Australia - a case of golden aftershocks? *J. Struct. Geol.* **26**(6-7): 1109-1125. doi: 10.1016/j.jsg.2003.11.025.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H. 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 261-290. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00012-8.

- Davis, D.W. 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 97-117. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00007-4.
- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V.J., Mercier-Langevin, P., Creaser, R.A., et Kjarsgaard, I.M. 2015. Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec. Geological Survey of Canada. Open File 7852. p. 113-126.
- Desrochers, J.P., et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **33**(11): 1556-1569.
- Desrochers, J.P., Hubert, C., Ludden, J.N., et Pilote, P. 1993. Accretion of archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone-belt, Canada. *Geol.* **21**(5): 451-454. doi: 10.1130/0091-7613(1993)021<0451:aoaopf>2.3.co;2.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rochelbau, M. 1983a. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 111: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Can. J. Earth Sci.* **20**: 1374-1388.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rochelbau, M. 1983b. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical mode. *Can. J. Earth Sci.* **20**: 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Can. J. Earth Sci.* **19**: 1729-1758.

- Diop, A. 2011. Caractéristiques sédimentologiques, volcanologiques et structurales du bassin de Granada dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Québec). Unpublished Ph.D. thesis, Département des Sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Dubé, B., et Gosselin, P. 2007. Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geol. Assoc. Can., Miner. Depos. Div., Spec. Publ. **5**: 49-73.
- Faure, S. 2015. Relations entre les minéralisations aurifères et les isogrades métamorphiques en Abitibi. Rapport. Projet CONSOREM 2013-03. 52 p.
- Gauthier, N., Rocheleau, M., Gagnon, Y., et Lacasse, J. 1986. Gold mineralization in the Cadillac-Larder Lake Fault Zone, Rouyn-Beauchastel area. CIM Bull. **79**(887): 77-77.
- Ghisetti, F., et Vezzani, L. 2005. Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). Tecton. **24**(4): 17. doi: <http://dx.doi.org/10.1029/2004TC001696>.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., et Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geol. Rev. **18**(1-2): 1-75. doi: 10.1016/s0169-1368(01)00016-6.
- Goulet, N. 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake Fault, Rouyn-Beauchastel area, Quebec. Unpublished Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Canada.
- Gunning, H.C. 1937. Cadillac area, Quebec. Geological Survey of Canada. Memoir 206. 80 p.

- Gunning, H.C., et Ambrose, J.W. 1940. Malartic Area, Quebec. Geological Survey of Canada. Memoir 222. 162 p.
- Hawley, J.E. 1932. Granada Gold Mine and Vicinity, Rouyn Township, Témiscamingue County. Service des Mines de Québec. Annual report. Part B. 56 p.
- Hawley, J.E. 1934. Zone aurifère de la mine McWatters, région de Rouyn-Est et Joannès, Comté de Témiscamingue. Service des Mines de Québec. Annual Report. Part C. 95 p.
- Heather, K.B., et Shore, G.T. 1999. Geology, Swayze greenstone belt, Rollo Lake, Ontario. Ontario Geological Survey. Open File 3384a. 1 p.
- Hodgson, C.J., et Hamilton, J.V. 1989. Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt; end-stage results of Archean collisional tectonics? *Econ. Geol. Monogr.* **6**: 86-100.
- Hubert, C., Trudel, P., et Gelinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River group, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **21**(9): 1024-&. doi: 10.1139/e84-107.
- Hyde, R.S. 1980. Sedimentary facies in the archean Timiskaming Group and their tectonic implications, Abitibi Greenstone-Belt, Northeastern Ontario, Canada. *Precambrian Res.* **12**(1-4): 161-195. doi: 10.1016/0301-9268(80)90028-5.
- Imreh, L. 1984. Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays meridional; synthese volcanologique, lithostratigraphique et gitologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MM 82-04. 72 p.
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Hamilton, M., et Creaser, R. 2005. Geology, structure, and gold mineralization, Kirkland Lake and Larder Lake areas (Gauthier

- and Teck townships): Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey. Open File Report 6159. 170p.
- Jébrak, M., Morin, D., Zadeh, H., Bardoux, M., Goulet, N., et Giguère, C. 1991. Géologie du gisement aurifère de McWatters, région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources. MB 91-12. 119 p.
- Jolly, W.T. 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi belt, metamorphism in the Canadian Shield. Geological Survey of Canada. Pap. 78-10. 63-78.
- Kahraman, M., Cornwell, D.G., Thompson, D.A., Rost, S., Houseman, G.A., Turkelli, N., Teoman, U., Poyraz, S.A., Utkucu, M., et Gulen, L. 2015. Crustal-scale shear zones and heterogeneous structure beneath the North Anatolian Fault Zone, Turkey, revealed by a high-density seismometer array. *Earth Planet. Sci. Lett.* **430**: 129-139. doi: 10.1016/j.epsl.2015.08.014.
- Kerrick, R., Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Steven, G., et Yiefei, J. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Sci. In China* **43**: 68 p.
- Kerrick, R., et Kyser, T.K. 1994. 100 ma timing paradox of archaean gold, Abitibi greenstone-belt (Canada) - new evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *Geol.* **22**(12): 1131-1134. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<1131:mtpoag>2.3.co;2.
- King, P.R. 2000. Tectonic reconstructions of New Zealand: 40 Ma to the present. *N. Z. J. Geol. Geophys.* **43**(4): 611-638.

- Lafrance, B. 2015. Geology of the orogenic Cheminis gold deposit along the Larder Lake - Cadillac deformation zone, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **52**(12): 1093-1108. doi: 10.1139/cjes-2015-0067.
- Lafrance, B., Davis, D.W., Goutier, J., Moorhead, J., Pilote, P., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Galley, A.G., et Mueller, W. 2005. New isotopic ages in the Quebec portion of the Blake River Group and adjacent units. *Ministère de l'Énergie et des Ressources*. RP 2005-01. 15.
- Lafrance, B., Mueller, W., Daigneault, R., et Dupras, N. 2000. Evolution of a submerged composite arc volcano: volcanology and geochemistry of the Normétal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Precambrian Res.* **101**: 277-311.
- Lamarche, G., et Lebrun, J.F. 2000. Transition from strike-slip faulting to oblique subduction: active tectonics at the Puysegur Margin, South New Zealand. *Tectonophy.* **316**(1-2): 67-89. doi: 10.1016/s0040-1951(99)00232-2.
- Landry, J. 1991. Volcanologie physique et sédimentologie du groupe volcanique de Piché et relations stratigraphiques avec les groupes sédimentaires encaissants de Pontiac et de Cadillac. Unpublished M.Sc. thesis, Département des Sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Latulippe, M. 1976. Excursion géologique : la région de Val-d'Or-Malartic. *Ministère des richesses naturelles du Québec : Institut canadien des mines et de la métallurgie*. DPV-367. 129 p.
- Lin, S., Parks, J., Heaman, L.M., Simonetti, A., et Corkery, M.T. 2013. Diapirism and sagduction as a mechanism for deposition and burial of “Timiskaming-type” sedimentary sequences, Superior Province: Evidence from detrital zircon

- geochronology and implications for the Borden Lake conglomerate in the exposed middle to lower crust in the Kapuskasing uplift. *Precambrian Res.* **238**: 148-157. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.012>.
- Ludden, J., Hubert, C., et Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone-belt of Canada. *Geol. Mag.* **123**(2): 153-166.
- Mair, J.L., Ojala, V.J., Salier, B.P., Groves, D.I., et Brown, S.M. 2000. Application of stress mapping in cross-section to understanding ore geometry, predicting ore zones and development of drilling strategies. *Aust. J. Earth Sci.* **47**(5): 895-912. doi: [10.1046/j.1440-0952.2000.00814.x](http://dx.doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00814.x).
- Manighetti, I., Zigone, D., Campillo, M., et Cotton, F. 2009. Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults: Implications for earthquake behavior. *Earth Planet. Sci. Lett.* **288**(3-4): 370-381. doi: [10.1016/j.epsl.2009.09.040](http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.040).
- Mercier-Langevin, P., Goutier, J., Ross, P.-S., McNicoll, V.J., Monecke, T., Dion, C., Dubé, B., Thurston, P.C., Bécu, V., Gibson, H., Hannington, M., et Galley, A.G. 2011. The Blake River Group of the Abitibi Greenstone Belt and its Unique VMS and Gold-Rich VMS Endowment. Geological Survey of Canada. Open File 6869. 61 p.
- Micklethwaite, S., et Cox, S. 2006. Progressive fault triggering and fluid flow in aftershock domains: Examples from mineralized Archaean fault systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* **250**(1-2): 318-330. doi: [10.1016/j.epsl.2006.07.050](http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.050).
- Micklethwaite, S., et Cox, S.F. 2004. Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. *Geol.* **32**(9): 813-816. doi: [10.1130/g20559.1](http://dx.doi.org/10.1130/g20559.1).

- Micklethwaite, S., Sheldon, H.A., et Baker, T. 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. *J. Struct. Geol.* **32**(2): 151-165. doi: 10.1016/j.jsg.2009.10.009.
- Miller, J., Blewett, R., Tunjic, J., et Connors, K. 2010. The role of early formed structures on the development of the world class St Ives Goldfield, Yilgarn, WA. *Precambrian Res.* **183**(2): 292-315. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2010.08.002>.
- Molli, G., et Meccheri, M. 2012. Structural inheritance and style of reactivation at mid-crustal levels; a case study from the Alpi Apuane (Tuscany, Italy). *Tectonophy.* **579**: 74-87. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.044>.
- Moore, L.N., Daigneault, R., Aird, H.M., Banerjee, N.R., et Mueller, W.U. 2016. Reconstruction and evolution of Archean intracaldera facies: the Rouyn–Pelletier Caldera Complex of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **53**(4): 355-377. doi: [doi:10.1139/cjes-2015-0029](http://dx.doi.org/10.1139/cjes-2015-0029).
- Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L.I., Reyes, G., et Strecker, M.R. 2009. The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis; a reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Res.* **21**(1): 111-137. doi: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00367.x>.
- Morasse, S., Wasteneys, H.A., Cormier, M., Helmstaedt, H., et Mason, R. 1995. A pre-2686 ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val-d'Or, Quebec, southern Abitibi Subprovince. *Econ. Geol.* **90**(5): 1310-1321.

- Morin, D., Jebrak, M., Bardoux, M., et Goulet, N. 1993a. Pontiac metavolcanic rocks within the Cadillac Tectonic Zone, McWatters, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **30**(7): 1521-1531. doi: 10.1139/e93-130.
- Morin, D., Jébrak, M., Beaufort, D., et Meunier, A. 1993b. Metamorphic evolution of the Late Archean Cadillac Tectonic Zone, McWatters, Abitibi belt, Quebec. *J. Metamorph. Geol.* **11**(1): 121-135. doi: 10.1111/j.1525-1314.1993.tb00135.x.
- Morley, C.K. 2010. Stress re-orientation along zones of weak fabrics in rifts: An explanation for pure extension in 'oblique' rift segments? *Earth Planet. Sci. Lett.* **297**(3-4): 667-673. doi: 10.1016/j.epsl.2010.07.022.
- Mortensen, J.K. 1993. U–Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda – Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.* **30**(1): 29-41. doi: 10.1139/e93-003.
- Mueller, W., et Donaldson, J.A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada - an overview. *Can. J. Earth Sci.* **29**(10): 2249-2265.
- Mueller, W., Donaldson, J.A., et Doucet, P. 1994. Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archean-Kirkland Basin, Abitibi greenstone-belt, Canada. *Precambrian Res.* **68**(3-4): 201-230. doi: 10.1016/0301-9268(94)90030-2.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., et Chown, E.H. 1996. Archean terrane docking: Upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophy.* **265**(1-2): 127-150. doi: 10.1016/s0040-1951(96)00149-7.
- Mueller, W.U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L., et Mortensen, J. 2012. Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River Megacaldera Complex,

- Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Res.* **214-215**: 1-27. doi: 10.1016/j.precamres.2012.02.003.
- Mueller, W.U., Stix, J.B., White, J.D.L., Corcoran, P.L., Lafrance, B., et Daigneault, R. 2008. Characterisation of Archean Subaqueous Calderas in Canada: Physical Volcanology, Carbonate-Rich Hydrothermal Alteration and a New Exploration Model. *Dans Developments in Volcanology. Sous la direction de G. Joachim et M. Joan et iacute.* Elsevier. pp. 181-232.
- Neumayr, P., Cabri, L.J., Groves, D., Mikucki, E.J., et Jackman, J.A. 1993. The mineralogical distribution of gold and relative timing of gold mineralization in two Archaean settings of high metamorphic grade in Australia. *Can. Miner.* **31**: 711-725.
- Neumayr, P., Hagemann, S.G., et Couture, J.F. 2000. Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val-d'Or camp, Abitibi, Canada: implications for the evolution of transcrustal, second- and third-order fault zones and gold mineralization. *Can. J. Earth Sci.* **37**(1): 95-114. doi: 10.1139/cjes-37-1-95.
- Nichols, S.J., et Hagemann, S.G. 2014. Structural and hydrothermal alteration evidence for two gold mineralisation events at the New Celebration gold deposits in Western Australia. *Aust. J. Earth Sci.* **61**(1): 113-141. doi: 10.1080/08120099.2014.879072.
- Norman, G.W. 1946. Major faults, Abitibi region, Quebec. *Can. Min. Metall. Bull.* **39**: 129-144.
- Okay, A.I., et Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* **156**(1): 475-515. doi: 10.1144/gsl.sp.1999.156.01.22.

- Pilote, P. 2013. Géologie Malartic, 32D01-NE Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. CG-32D01D-2013-01.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V. 2014. L'architecture des groupes de Malartic, de Piché et de Cadillac et de la Faille de Cadillac, Abitibi: révision géologique, nouvelles datations et interprétations. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV 2015-03.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V. 2015. Architecture of the Malartic, Piché and Cadillac groups and the Cadillac Fault: Geological revisions, new dates and interpretations. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. DV 2015-04. p. 37.
- Pilote, P., Mueller, W., Moorhead, J., Scott, C., et Lavoie, S. 1997. Geologie, volcanologie et lithogéochimie des formations de Val-d'Or et d'Heva, district de Val-d'Or, sous-province de l'Abitibi. Gouvernement du Québec, Ministère des Ressources Naturelles, Institut Canadien des Mines : Québec, QC, Canada. DV 97-03. p. 47.
- Pilote, P., Mueller, W.U., Parent, M., Machado, N., Moorhead, J., Scott, C.R., et Lavoie, S. 1998. Geologie et volcanologie des formations Val-d'Or et Heva, district de Val-d'Or, sous-province de l'Abitibi, Québec; contraintes géochimiques et géochronologiques. Program with Abstracts - GAC, MAC, CGU **Joint Annual Meeting 23**: 146-147.
- Pilote, P., Scott, C.R., Mueller, W., Lavoie, S., et Riopel, P. 1999. Géologie des formations de Val-d'Or, Héva et Jacola : nouvelle interprétation du Groupe de Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources. DV 99-03. p. 52.

- Powell, W.G. 1991. The distribution, structural history and relationship to regional metamorphism of high-strain zones forming the Larder Lake-Cadillac deformation zone, Matachewan area, Abitibi Belt. Ontario Geological Survey. Open File Report 5789, 150 p.
- Powell, W.G., Carmichael, D.M., et Hodgson, C.J. 1995. Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **32**: 787-805.
- Rafini, S. 2011. Modélisation de la dynamique sismique de la faille Cadillac – Impact sur la genèse des gisements aurifères orogéniques. Rapport. Projet CONSOREM 2008-01 - Phase III. 35 p.
- Rafini, S. 2014. Typologie des minéralisations aurifères associées à la Faille de Cadillac. Rapport. CONSOREM project reports 2011-01, 2011-02. 45 p.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone Southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone-belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **26**(12): 2661-2675. doi: 10.1139/e89-226.
- Robert, F., Boullier, A.M., et Firdaous, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* **100**(B7): 12861-12879. doi: 10.1029/95jb00190.
- Robert, F., et Poulsen, K.H. 1997. World-class Archaean gold deposits in Canada: An overview. *Aust. J. Earth Sci.* **44**(3): 329-351. doi: 10.1080/08120099708728316.
- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., et Hodgson, C.J. 2005. Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Econ. Geol.* **100**: pp. 1001–1033.

- Scott, C.R., Mueller, W.U., et Pilote, P. 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 223-260. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00011-6.
- Sheldon, H.A., et Micklethwaite, S. 2007. Damage and permeability around faults: Implications for mineralization. *Geol.* **35**(10): 903. doi: 10.1130/g23860a.1.
- Simard, M., Gaboury, D., Daigneault, R., et Mercier-Langevin, P. 2013. Multistage gold mineralization at the Lapa mine, Abitibi Subprovince: insights into auriferous hydrothermal and metasomatic processes in the Cadillac-Larder Lake Fault Zone. *Miner. Depos.* **48**(7): 883-905. doi: 10.1007/s00126-013-0466-3.
- Sutherland, R., Davey, F., et Beavan, J. 2000. Plate boundary deformation in South Island, New Zealand, is related to inherited lithospheric structure. *Earth Planet. Sci. Lett.* **177**(3-4): 141-151.
- Thurston, P.C., Ayer, J.A., Goutier, J., et Hamilton, M.A. 2008. Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization. *Econ. Geol.* **103**(6): 1097-1134.
- Tingay, M.R.P., Morley, C.K., Hillis, R.R., et Meyer, J. 2010. Present-day stress orientation in Thailand's basins. *J. Struct. Geol.* **32**(2): 235-248. doi: 10.1016/j.jsg.2009.11.008.
- Tourigny, G. 1984. Géologie structurale et métamorphisme des roches précambriennes du Groupe de Kewagama dans la région de Cadillac - Malartic, Abitibi, Québec. Unpublished M.Sc. thesis, Université de Montréal, Montréal, Québec.

- Tourigny, G., Hubert, C., Brown, A.C., et Crepeau, R. 1988. Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet Mine, Abitibi, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **25**(4): 581-592.
- Trudel, P., Sauvé, P., Tourigny, G., Hubert, C., et Hoy, L. 1992. Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MM 91-01. 105 p.
- Vielreicher, N.M., Groves, D.I., et McNaughton, N.J. 2016. The giant Kalgoorlie Gold Field revisited. *Geoscience Frontiers* **7**(3): 359-374. doi: 10.1016/j.gsf.2015.07.006.
- Weinberg, R.F., Hodkiewicz, P.F., et Groves, D.I. 2004. What controls gold distribution in Archean terranes? *Geol.* **32**(7): 545-548. doi: 10.1130/g20475.1.
- Weinberg, R.F., Van der Borgh, R., Bateman, R.J., et Groves, D.I. 2005. Kinematic history of the Boulder-Lefroy shear zone system and controls on associated gold mineralization, Yilgarn craton, Western Australia. *Econ. Geol.* **100**(7): 1407-1426. doi: 10.2113/100.7.1407.
- Wilkinson, L., Cruden, A.R., et Krogh, T.E. 1999. Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake - Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **36**(4): 627-647. doi: 10.1139/cjes-36-4-627.
- Wilson, M.E. 1962. Rouyn-Beauchastel map-areas, Quebec. Geological Survey of Canada. Memoir 315. 161 p.
- Zhang, J., Lin, S.F., Linnen, R., et Martin, R. 2014. Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake

Deformation Zone, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Ontario.

Precambrian Res. **248**: 39-59. doi: 10.1016/j.precamres.2014.04.007.

Zweng, P.L., Mortensen, J.K., et Dalrymple, G.B. 1993. Thermochronology of the Camflo Gold Deposit, Malartic, Quebec: Implications for magmatic underplating and the formation of gold bearing quartz veins. Econ. Geol. **88**(6): 1700-1721.

CHAPITRE 3

3. ORIGIN OF THE PICHÉ STRUCTURAL COMPLEX AND IMPLICATIONS FOR THE EARLY EVOLUTION OF THE ARCHEAN CRUSTAL-SCALE CADILLAC-LARDER LAKE FAULT ZONE, CANADA

Pierre Bedeaux, Lucie Mathieu, Pierre Pilote, Silvain Rafini, Réal Daigneault

Accepté par Canadian Journal of Earth Sciences, Mars 2018

3.1 Abstract

The Piché Structural Complex (PSC) extends over 150 km within the Cadillac–Larder Lake Fault Zone (CLLFZ), a gold-endowed, east-trending, and high-strain corridor located along the southern edge of the Archean Abitibi Subprovince. The PSC consists of discontinuous units of volcanic rocks (<1 km thick) that host multiple gold deposits. It is spatially associated with molasse-type Timiskaming sedimentary basins. This study describes and interprets the origin of structures and lithologies within the poorly understood PSC to unravel the tectonic evolution of the CLLFZ. Field mapping, chemical analyses, as well as interpretations of cross-sections from drill-hole data, were used to interpret the geometry and structure of the PSC. The PSC is subdivided into six homogeneous fault-bounded segments or slivers. These slivers consist mostly of ultramafic to intermediate volcanic rocks and include some felsic volcanic flows and intrusions. Volcanic facies, chemical compositions, and isotopic ages confirm that these slivers are derived from the early volcanic units of the southern Abitibi greenstone belt, which are located north of the CLLFZ. Cross-cutting relationships between volcanic rocks of the PSC and the Timiskaming-aged intrusions suggest that the slivers were inserted into the CLLFZ during the early stages of the accretion-related deformation (<2686 Ma) and prior to Timiskaming sedimentation and ductile deformation (>2676 Ma). The abundant ultramafic rocks located within the CLLFZ may have focused strain, thereby facilitating the nucleation of the fault as well as the displacements along this crustal-scale structure.

Keywords: Cadillac-Larder Lake Fault Zone; Ultramafic volcanic rocks; Abitibi Subprovince; crustal-scale fault; Piché Structural Complex.

3.2 Introduction

Crustal-scale faults, or tectonic zones, are a critical feature of collisional tectonic settings and exert major controls on sedimentation, magmatism, and mineralization. They commonly contain slivers of rock units of various origins, which were detached from rocks adjacent to the fault plane (e.g., Skulski and Percival 1996; Wakabayashi 2004; Inwood et al. 2009; Wang et al. 2013). Understanding the mechanism that incorporated these rock assemblages within the fault plane may provide insights into crustal-scale accretionary processes (McCall 2003; Festa et al. 2010; Kimura et al. 2012).

The Abitibi Subprovince is an Archean greenstone belt renowned for its gold-endowed crustal-scale fault zones (Kerrick et al. 2000; Goldfarb et al. 2001; Dubé and Gosselin 2007; Bleeker 2015). One of these structures, and first-order metatect, is the Cadillac–Larder Lake Fault Zone (CLLFZ), also referred to as the Cadillac Tectonic Zone (Dimroth et al. 1983; Robert 1989; Calvert and Ludden 1999). The CLLFZ is a 250 km long, east-trending high-strain corridor that brought into contact the Pontiac and the Abitibi subprovinces along most of its extent (i.e., 150 km) (Figure 3.1). Few km wide Timiskaming molasse-type sedimentary basins, associated with alkaline flows and intrusions, are observed along the extent of the fault (Mueller et al. 1994; Ayer et al. 2005; Lafrance 2015).

The CLLFZ contains a thin (<1.5 km thick) and discontinuous band of volcanic rocks known as the Piché Group, composed of talc schist derived from altered ultramafic volcanic rocks (Latulippe 1976; Landry 1991; Simard et al. 2013). These rocks are

sometimes considered as the physical expression of the CLLFZ (Dimroth et al. 1982). The Piché Group was first identified in the Malartic–Val-d'Or region as a narrow band of volcanic rocks overlaying the volcanic basement. Except for local studies (Latulippe 1976; Landry 1991; Simard et al. 2013), the overall Piché Group geometry and lithology remains poorly documented. It remains unclear whether this group represents a single coherent unit or an assemblage of slivers of various origins and ages. This knowledge gap limits our understanding of the evolution of the CLLFZ.

As the Piché Group is located within a high-strain deformation zone, lacks lateral continuity, and has variable stratigraphic relationships with other units, we use the term Piché Structural Complex (PSC) instead of group or formation. This designation is based on the North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (2005) that attributes this term to one or several bodies amalgamated and/or disrupted by tectonic processes (shearing and faulting). The PSC term encompasses both the volcanic rocks of the Piché Group as well as the faults and high-strain zones located within these rocks. At least one side of the PSC is always bounded by the CLLFZ.

Numerous gold deposits are spatially associated with the ultramafic rocks and Fe-tholeiitic mafic volcanic rocks of the PSC, including the world class Lapa deposit and a portion of the Canadian Malartic gold mine. However, the importance of the PSC is not only limited to it being associated with several major gold deposits; its geometry and composition could provide significant insight into the structural evolution of the crustal-scale CLLFZ.

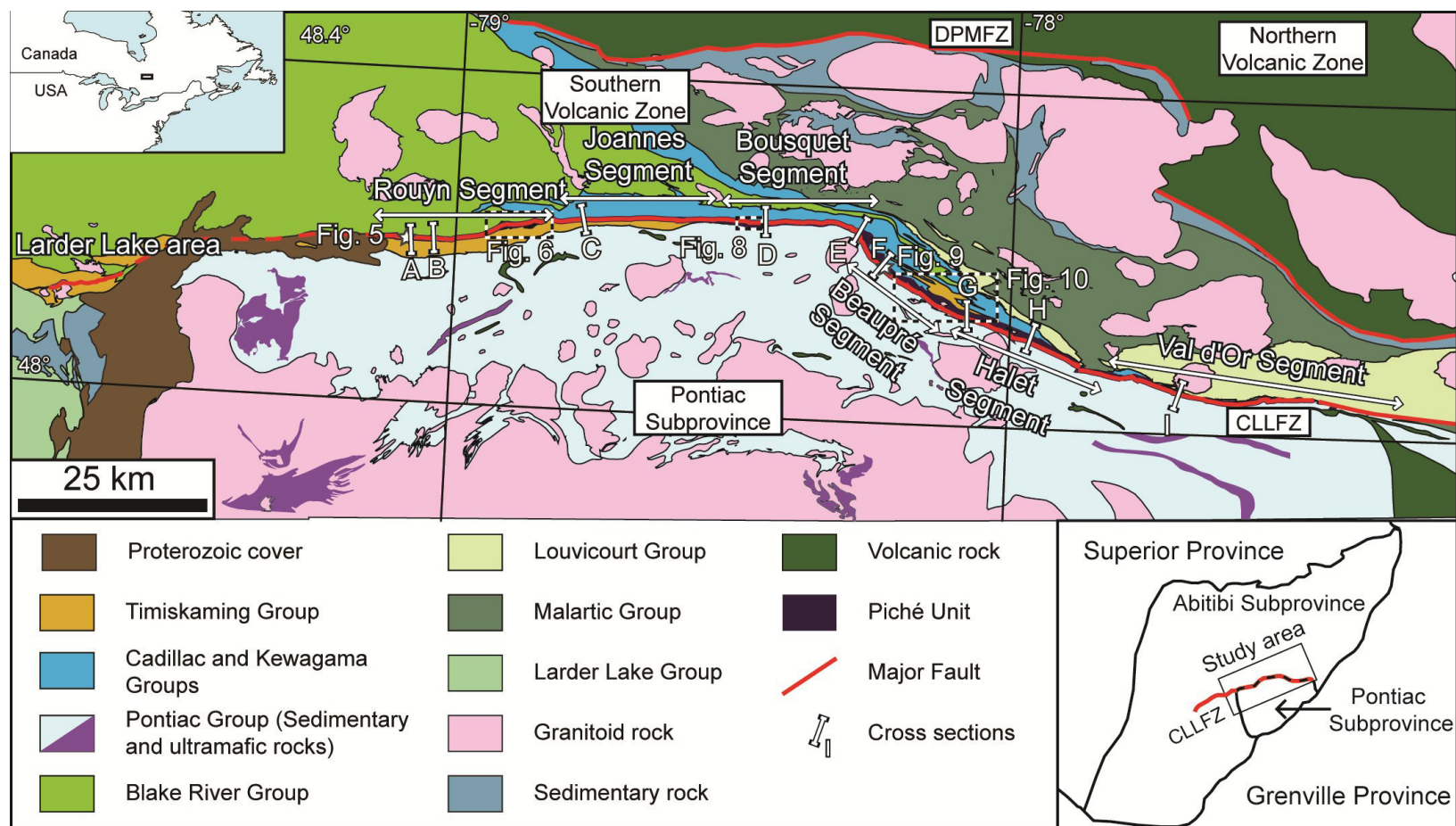


Figure 3.1: Geological map of the study area showing the Piché Structural Complex (PSC) segments and the location of the cross-sections discussed in the paper. CLLFZ: Cadillac–Larder Lake Fault Zone; DPMZ: Destor–Porcupine–Manneville Fault Zone.

In this study, we document the lithology, structure, and chemistry of the PSC using detailed outcrop mapping, cross-sections, and whole-rock chemical analyses. We also compare the rocks of the PSC to volcanic groups observed near the CLLFZ and discuss their origin. We suggest that the PSC is comprised of several volcanic slivers likely derived from the early volcanic assemblages of the nearby Abitibi greenstone belt. Based on structural and cross-cutting relationships, we propose that these slivers were juxtaposed early in the collision between the Pontiac and Abitibi subprovinces, prior to the ductile imprint related to the regional shortening event.

3.3 Geological setting

The Abitibi Subprovince, located within the Superior Craton, Canada, is a volcano-sedimentary belt intruded by several synvolcanic to syntectonic intrusions (Figure 3.1). The >2730–2715 Ma northern volcanic zone (NVZ) is separated from the 2714–2698 Ma southern volcanic zone (SVZ) by the east-trending Destor–Porcupine–Manneville Fault Zone (Chown et al. 1992; Mueller et al. 1996). The SVZ consist of three main groups of volcanic rocks, the Malartic and Louvicourt groups to the east and the Blake River Group to the west (Figure 3.1), in addition to the sedimentary Cadillac Group.

The Malartic Group consists of the following formations, from oldest to youngest: the Lamotte–Vassan, Dubuisson, and Jacola formations (Figure 3.2). This group is mostly composed of komatiitic and basaltic to andesitic flows (Pilote et al. 2000; Pilote et al. 2015a) and became progressively more differentiated through time (Pilote et al. 1999). The Malartic Group corresponds to a deep ocean-floor volcanic environment (Dimroth et al.

1982; Scott et al. 2002) formed between 2704 and 2714 Ma (Pilote et al. 1999). The Louvicourt Group conformably overlies the Malartic Group and represents a transition toward a volcanic arc environment (Scott et al. 2002). Its lower part, i.e., the Val-d'Or Formation, is synchronous with the Jacola Formation (ca. 2704 Ma; Pilote et al. 1999). The Val-d'Or Formation consists of andesitic, dacitic, and rhyolitic flows as well as volcanoclastic units (Scott et al. 2002) and is topped by the Héva Formation.

Table 3.1 : Summary of rock assemblages near the Piché Structural Complex (PSC) and relevant ages derived from U–Pb dating of zircon.

Rock group	Main lithologies	Magmatic affinity	Related ages	Age references
Syn-Timiskaming intrusions	Porphyric monzonites and monzodiorites	n/a	2678 Ma to 2676 Ma	De Souza et al. 2015
Timiskaming Group	Conglomerates and sandstones	n/a	2677 Ma to 2672 Ma	Davis 2002; Pilote et al. 2015a
Cadillac Group	Wackes	n/a	2686 Ma	Mortensen 1993; Davis 2002
Pontiac Group	Wackes	n/a	2686 Ma	Davis 2002
Blake River Group	Mafic to felsic volcanic rocks	Tholeiitic, transitional, and calc-alkaline	2703 Ma to 2695 Ma	Corfu et al. 1989; Ross et al. 2011; McNicoll et al. 2014
Louvicourt Group	Mafic to felsic volcanic rocks	Calc-alkaline and tholeiitic	2704 Ma	Pilote et al. 1999; Pilote et al. 2015a
Malartic Group	Komatiitic flows, basaltic to andesitic volcanic rocks	Tholeiitic to transitional	2714 Ma to 2704 Ma	Pilote et al. 1999; Pilote et al. 2015a
Tisdale assemblage	Local ultramafic flows, basaltic to felsic rocks	Tholeiitic and calc-alkaline	2710 Ma to 2704 Ma	Ayer et al. 2005; Ayer et al. 2008; Thurston et al. 2008

The Blake River Group formed between 2695 Ma and 2703 Ma (Corfu et al. 1989; Corfu 1993; Mortensen 1993; McNicoll et al. 2014; Moore et al. 2016). It is dominated by basaltic flows with subordinate felsic flows and intermediate volcanoclastic rocks (Pearson and Daigneault 2009; Ross et al. 2011; Mueller et al. 2012; Moore et al. 2016). The Blake

River Group can be divided into four volcanic episodes: (i) basaltic and minor felsic flows from 2704 to 2702 Ma, (ii) bimodal volcanism from 2701 to 2700 Ma, (iii) mafic-dominated bimodal to felsic and intermediate volcanism from 2699 to 2697 Ma, and (iv) late felsic flows from 2696 to 2695 Ma (McNicoll et al. 2014).

Finally, the flysch-type Cadillac Group, located within the SVZ, consists of turbidites intercalated with minor sequences of conglomerate and banded iron formation (Dimroth et al. 1982; Mueller and Donaldson 1992). It was deposited ca. 2686 Ma (Davis 2002).

3.3.1 Cadillac Larder Lake Fault Zone

The steeply-dipping and east-trending CLLFZ is the major structural feature of the area. The kinematic history of the CLLFZ is complex and multistaged (e.g., Robert 1989; Wilkinson et al. 1999; Zhang et al. 2014; Bedeaux et al. 2017). This crustal-scale fault may have played various roles in the evolution of SVZ, but it is generally accepted that the CLLFZ was mostly active as a reverse fault (Mueller et al. 1996; Ayer et al. 2002; Daigneault et al. 2002).

The CLLFZ separates the SVZ from the mafic Larder Lake Group in the western portion of the fault (Figure 3.1). In this portion, a 15 km long band of mafic-ultramafic rocks is spatially associated with the CLLFZ (Smith et al. 1993; Ispolatov et al. 2005; Ispolatov et al. 2009; Lafrance 2015). For most of its central and eastern extent it separates the SVZ to the north from the flysch-type turbiditic sedimentary rocks of the Pontiac Group (within the Pontiac Subprovince) to the south (Figure 3.1). The Pontiac Group contains

turbidites with a few monogenic conglomerate units (Goulet 1978; Dimroth et al. 1982) and several coeval ultramafic to mafic volcanic units (Figure 3.1) (Dimroth et al. 1982). The Pontiac and Cadillac groups, while sharing similar lithologies and deposition ages, are spatially separated by the CLLFZ and are found in the Abitibi and Pontiac subprovinces, respectively.

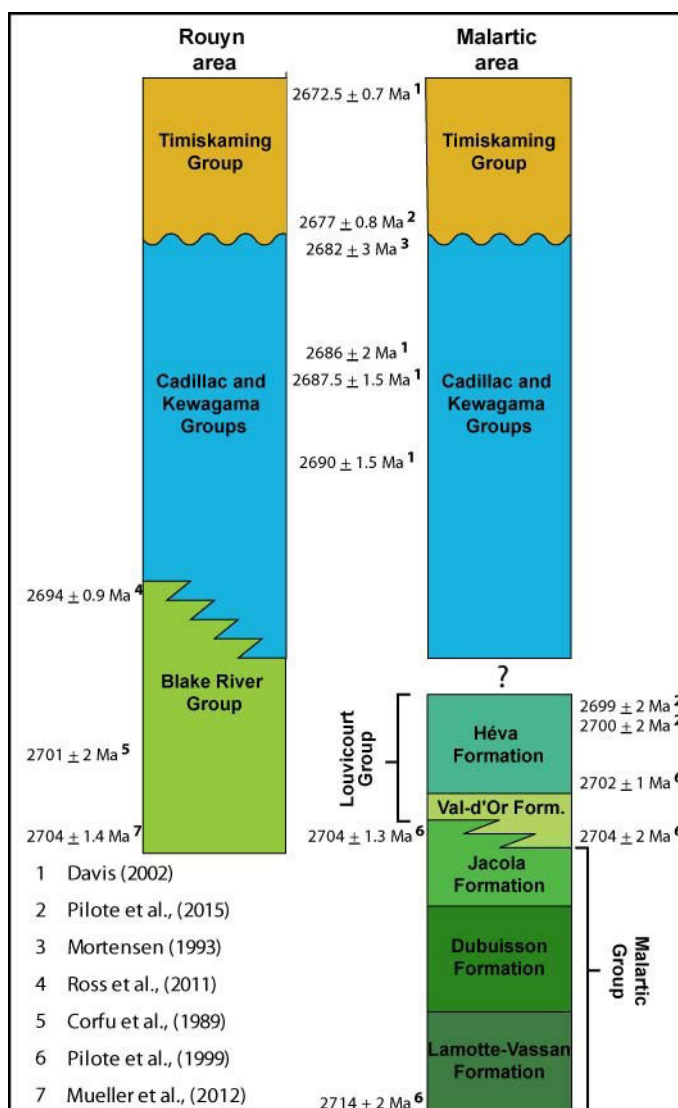


Figure 3.2: Stratigraphic chart of the study area with the relevant isotopic ages. Stratigraphic relationships are based on Dimroth et al. (1982), Tourigny et al. (1988), Mueller et al. (1996), and Scott et al. (2002).

The Timiskaming Group locally lies north and south of the CLLFZ (Figure 3.1). This group is contained within basins and is characterized by a late deposition (maximum age ca. 2672 Ma; Davis 2002; Pilote et al. 2015a) of polygenic conglomerate–sandstone facies (Hyde 1980; Mueller and Donaldson 1992; Mueller et al. 1994).

3.4 Lithology and structure of the PSC

3.4.1 Methodology

The structure and lithologies of the PSC were documented through field surveys and the compilation of drill-hole logs. Six outcrops were mapped in detail (see Figure 3.1 for locations) to establish the contact relationships between the PSC and other groups. We also used drill-hole data logs collected from various exploration companies and compiled by the *Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles* (MERN). Using GIS software, these drill-hole and surface data were interpreted along nine cross-sections orthogonal to the PSC (Figure 3.1).

3.5 Segment geology

The thickness of the PSC is variable in both plan and cross-sectional views, ranging from a few metres to more than 1500 m thick (Figure 3.3). The PSC strike varies from east to southeast, and its dip ranges from 55° to the north to vertical. The PSC is dominated by ultramafic to intermediate volcanic rocks and contains small-volume felsic to mafic intrusions. The proportion of each lithology is highly variable. To simplify its description, the PSC was divided into six 30–50 km long segments having relatively homogenous

geometries and lithologies (Figure 3.1). These segments are described below from west to east, and their characteristics are summarized in Table 3.2.

3.5.1 Rouyn segment

The Rouyn segment is a 21 km long, 80–100 m thick east-striking panel that dips 65° to 70° northward. It is bounded to the west by Proterozoic cover and to the east by the Davidson Fault. The Rouyn segment is composed of >85% ultramafic volcanic rocks (Figs. 3A, 3B). These rocks have been altered and deformed; as such, former igneous textures have been obliterated and the rocks are now serpentinite, talc schist, and talc-carbonate schist (Figs. 4A, 5). Spinifex texture and polygonal cooling fractures are preserved locally in outcrops and drill-core samples (Figure 3.5B). The Rouyn segment also includes decametre-scale slivers of turbidites (Figure 3.5C). Ultramafic volcanic rocks are intruded by "albitite"-type dykes (Figure 3.5D), which correspond to intensely altered mafic dykes (Ayer et al. 2005; Laporte 2016). These dykes are east-trending, parallel to the foliation, and display boudinage (Figure 3.5D). The segment also contains <15% mafic chlorite schist with locally preserved flow breccia textures and gabbro sills.

The Rouyn segment is highly foliated and altered, and its rocks are generally overprinted by a penetrative foliation that is parallel to bedding. The segment is bounded to the north by turbidites and to the south by conglomerates and sandstones of the Timiskaming Group. These rocks display well-preserved sedimentary textures (i.e., graded bedding and flame structures) and are weakly strained. They display a southward younging direction (Goulet 1978; Dimroth et al. 1982; Diop 2011; Bedeaux et al. 2017).

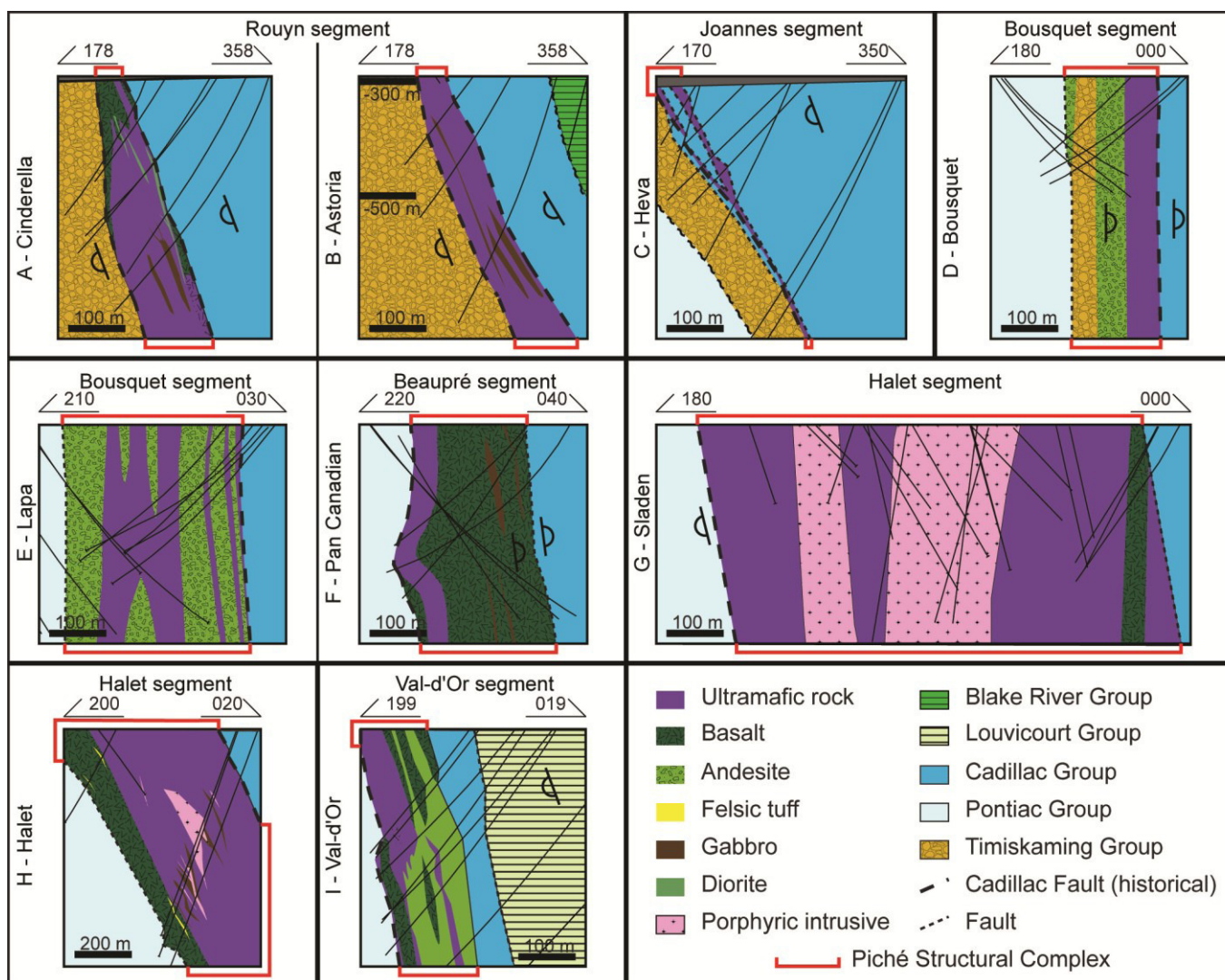


Figure 3.3: Cross-sections across the PSC. The PSC is highlighted in red. Note that the scale of cross-sections G and H is double that of other sections. For locations of cross-sections, see Figure 3.1.

In the eastern part of the Rouyn segment, the PSC displays two <100 m thick subunits (Figure 3.6). The northern subunit is continuous while the southern one only extends for 1500 m. Both subunits consist of talc schist ultramafic rocks in contact with the McWatters Formation. Studies by Jébrak et al. (1991) and mapping by Gauthier et al. (1986) established that the local McWatters Formation includes intermediate to mafic volcanic as well as sedimentary rocks such as conglomerate and sandstone. These authors proposed that the McWatters Formation was fault-bounded with respect to the Timiskaming Group and the PSC.

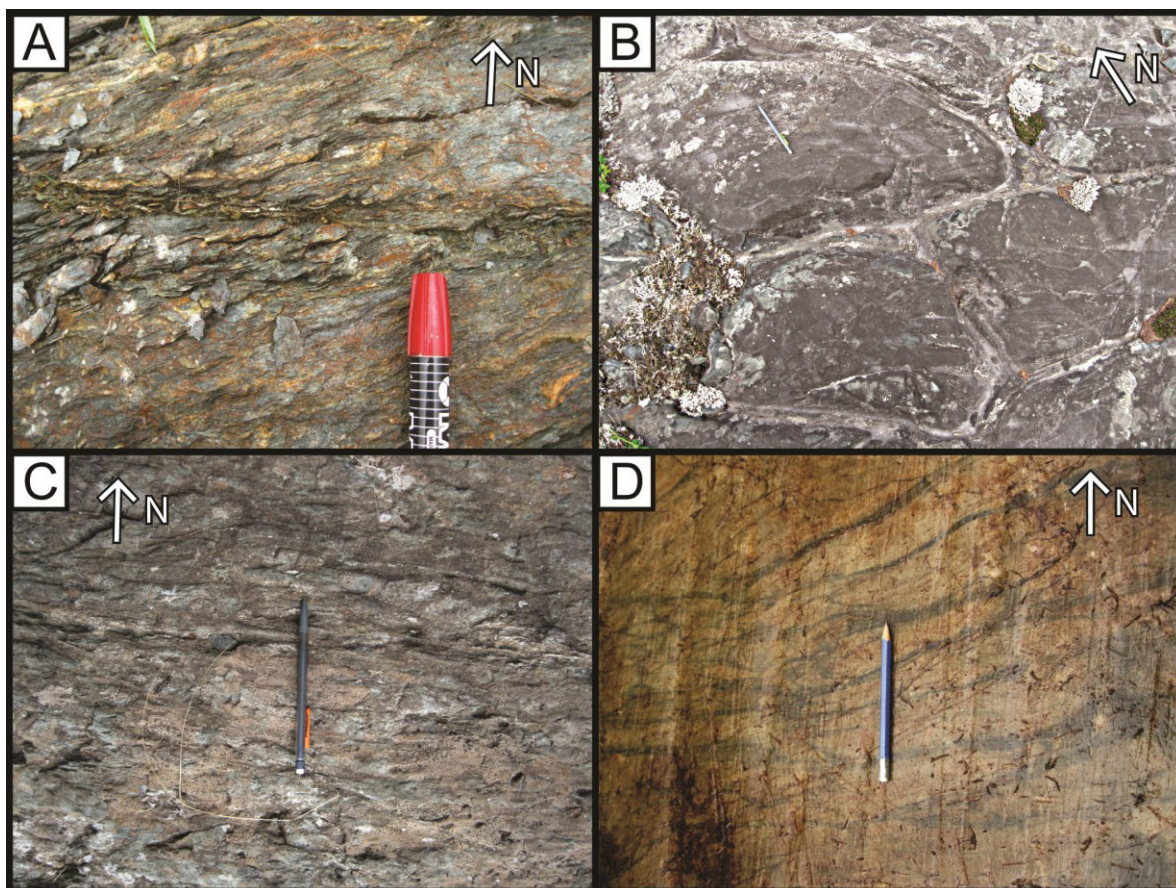


Figure 3.4: Photographs of the main lithologies of the PSC (A) Talc-carbonate schist derived from ultramafic rock, Rouyn segment. (B) Pillowed basaltic flow, Beauré segment. (C) Tuff-breccia basaltic flow, Beauré segment. (D) Deformed and boudinaged basaltic pillow lava. Note that pillow rims are highlighted by alteration-related dark chlorite.

Table 3.2 : Summary of the characteristics of the six segments of the PSC. Columns describe lithologies from north (top) to south (bottom). Segment orientations follow right-hand rules and designate strike/dip direction. *Indicates discontinuous bodies and slivers.

Rouyn segment			Joannes segment			Bousquet segment			Beaupré segment			Halet segment			Val-d'Or segment				
Orientation		Length	Orientation		Length	Orientation		Length	Orientation		Length	Orientation		Length	Orientation		Length		
268/70		21.5 km	260/60		20.5 km	90/90		21.5 km	310/85		16 km	290/70		20 km	290/80		32 km		
Width (m)	Main lithology	Secondary lithology	Width (m)	Main lithology	Secondary lithology	Width (m)	Main lithology	Secondary lithology	Width (m)	Main lithology	Secondary lithology	Width (m)	Main lithology	Secondary lithology	Width (m)	Main lithology	Secondary lithology		
0-12	Basalt*: -Undifferentiated flow -Breccia flow		<10	Ultramafic rocks -Talc-chlorite schists		2-72	Ultramafic rocks -Talc-chlorite schists		175	Basalt -Pillowed and massive flow -pyroclastic flow	Gabbro and diorite Andesitic pyroclastic flow	0-135	Ultramafic rocks: -Komatiites (talc-carbonate schists)	Gabbro and diorite Feldspathic porphyr	50-97	Andesite -Pillowed and massive flow -pyroclastic flow	Basaltic flow Komatiites Diorite		
74-100	Ultramafic rocks: -Komatiites -Talc-carbonate schists	Albitite dyke Gabbro				75-107	Andesite -Pillowed and massive flow -pyroclastic flow	Diorite Pillowed basaltic flow	38.3	Ultramafic rocks: -Komatiites -Talc-carbonate schists		0-52	Mafic flow* -Undifferentiated flow		38-50	Ultramafic rocks: -Komatiites -Talc-carbonate schists	Gabbro		
		0-128				Ultramafic rocks*: -Komatiites -Talc-carbonate schists	Andesite -Pillowed and massive flow -pyroclastic flow				402-505	Ultramafic rocks: -Komatiites (talc-carbonate schists)	Gabbro Feldspathic porphyry Diorite						
		5-61				Andesite -Pillowed and massive flow -pyroclastic flow	Diorite Pillowed basaltic flow				0-97	Basalt* -Massive and pillowed flow -Breccia flow	Felsic pyroclastic flow						
Deformation zone breadth: 100 m			Deformation zone breadth: 10 m			Deformation zone breadth: ~100 m Preserved zone breadth: ~120m Northward younging direction					Deformation zone breadth: 39 m Preserved zone breadth: ~170m Northward younging direction			Deformation zone breadth: ~500 m Preserved zone breadth: ~50m Northward younging direction					

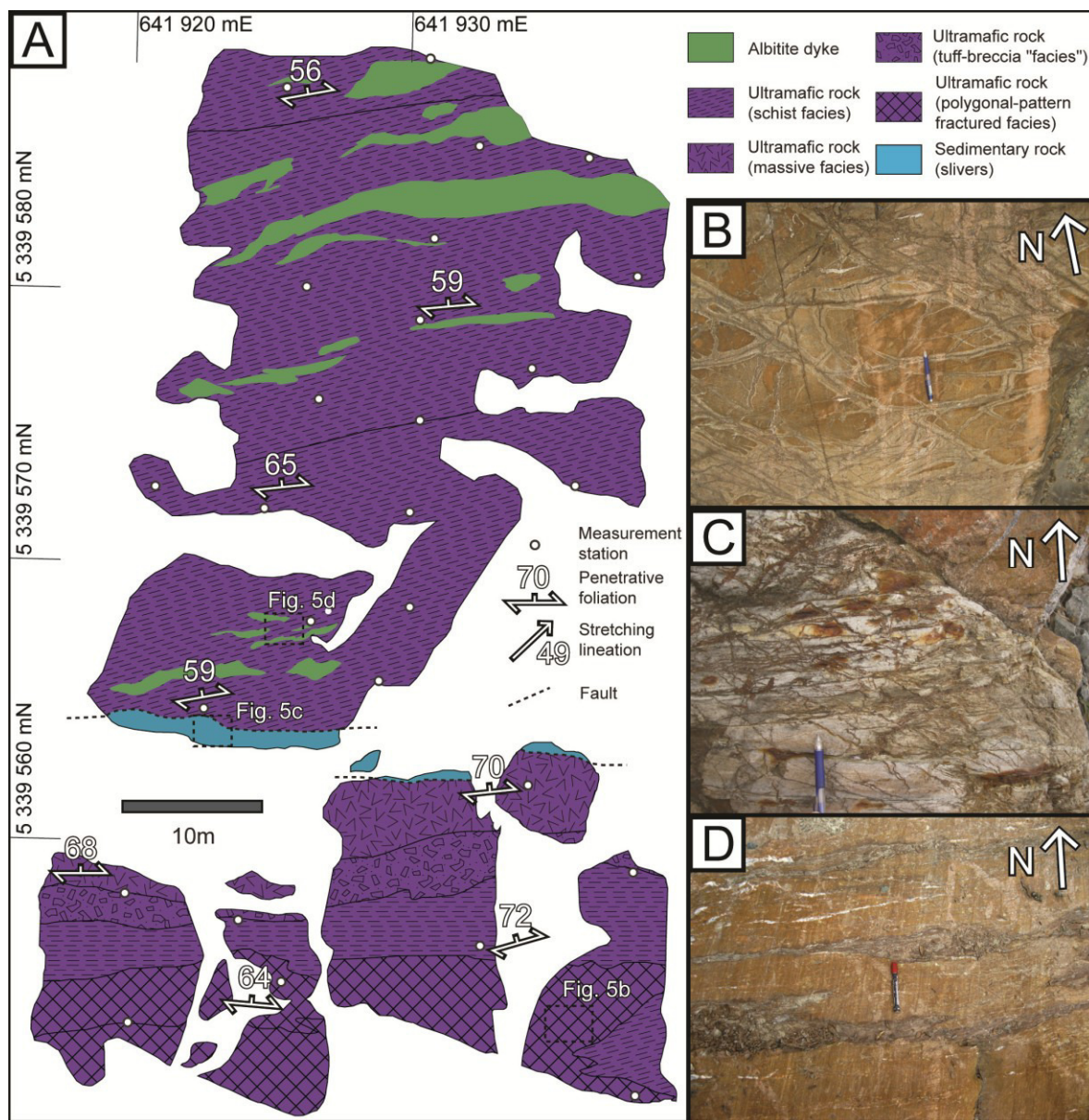


Figure 3.5: Detailed mapping (A) and field photographs (B–D) of ultramafic flows, Augmitto T4 trench, Rouyn segment. UTM coordinates based on NAD83, Zone 17. (B) Preserved polygonal cooling fractures in ultramafic flows. (C) Sliver of turbiditic sedimentary rocks, with bedding that terminates on a faulted contact with ultramafic rocks. (D) Boudinaged “Albitite-type” dykes intruding talc-carbonate schists (i.e., ultramafic rocks).

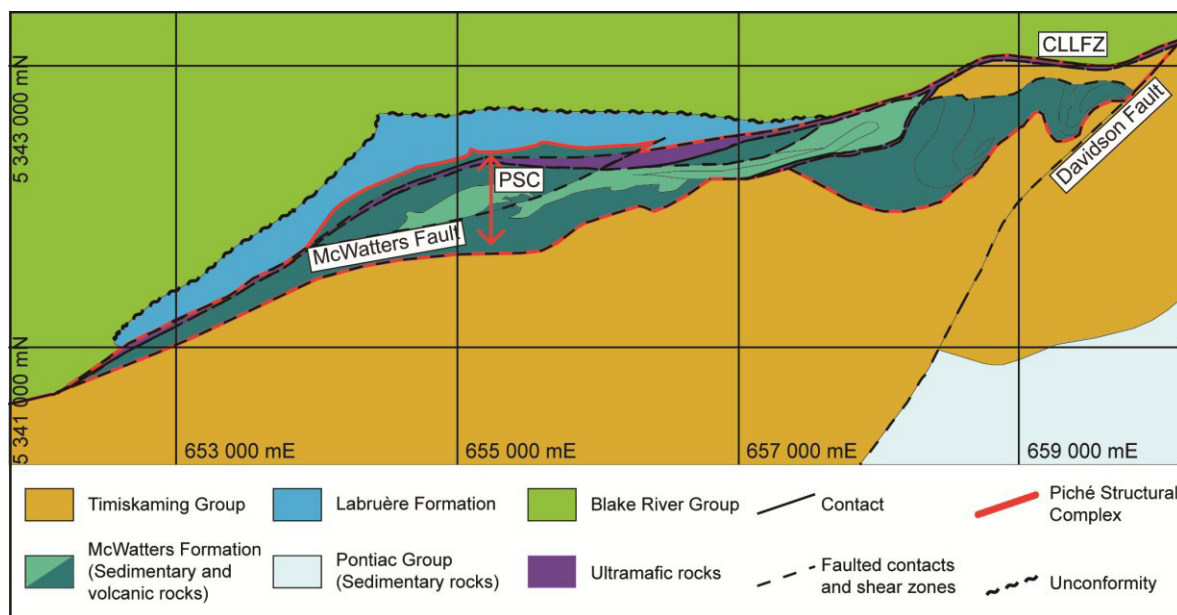


Figure 3.6: Geological map of the eastern portion of the Rouyn segment showing duplication of the PSC. Note how the stratification in the McWatters Formation is cut by faulted contacts with rocks of the Timiskaming Group and the PSC. This map is based on data from Gauthier et al. (1986) and Morin et al. (1993). UTM coordinates are based on NAD83, Zone 17.

3.5.2 Joannes segment

The Joannes segment extends 20.5 km eastward from the Davidson Fault. It has a thickness of <10 m and dips 60° to the north (Figure 3.3C). In this segment, the PSC is composed only of ultramafic rocks consisting of talc-carbonate schist and talc schist. Volcanic textures are obliterated by alteration and a well-developed segment-parallel foliation. A scarcity of outcrops in the area prevents documentation of the contact relationships with the Timiskaming Group to the south and the Cadillac Group to the north..

3.5.3 Bousquet segment

The 21.5 km long Bousquet segment is defined between the Joannes segment and the bend where the PSC and CLLFZ turn toward the southeast (Figure 3.1). This east-striking, vertical section of the PSC has a thickness that increases eastward from 100 to 150 m (Figs. 3D, 3E). This segment is comprised of 50–90% andesitic flows and volcanoclastic rocks with subordinate basaltic flows and diorite sills (Landry 1991). Outcrops of massive flow, volcanic pillow, and flow breccia (Figure 3.7A) display evidence of a northward younging direction (Figure 3.7B). A talc schist unit, which corresponds to altered ultramafic rocks, is observed north of the intermediate volcanic rocks and constitutes a deformation zone. The andesitic rocks are not foliated, while the ultramafic units are overprinted by a strong penetrative foliation that obliterates the volcanic textures.

In the central part of the Bousquet segment, the PSC splits into two subunits surrounding a 100 m thick unit of wacke and mudstone of the Cadillac Group (Landry 1991) for about 4 km (Figure 3.8). The northern subunit, historically designated as the Cadillac Tectonic Zone, corresponds to a 10 m thick talc schist (i.e., ultramafic unit). The southern subunit is comprised of andesitic and basaltic flows. The intervening sedimentary unit shows no evidence of strain, and flame structures and grading point northward with bedding parallel to the lava flows of the PSC. Based on similar observations, Landry (1991) suggested that these sedimentary rocks were conformably overlying the southern PSC subunit.

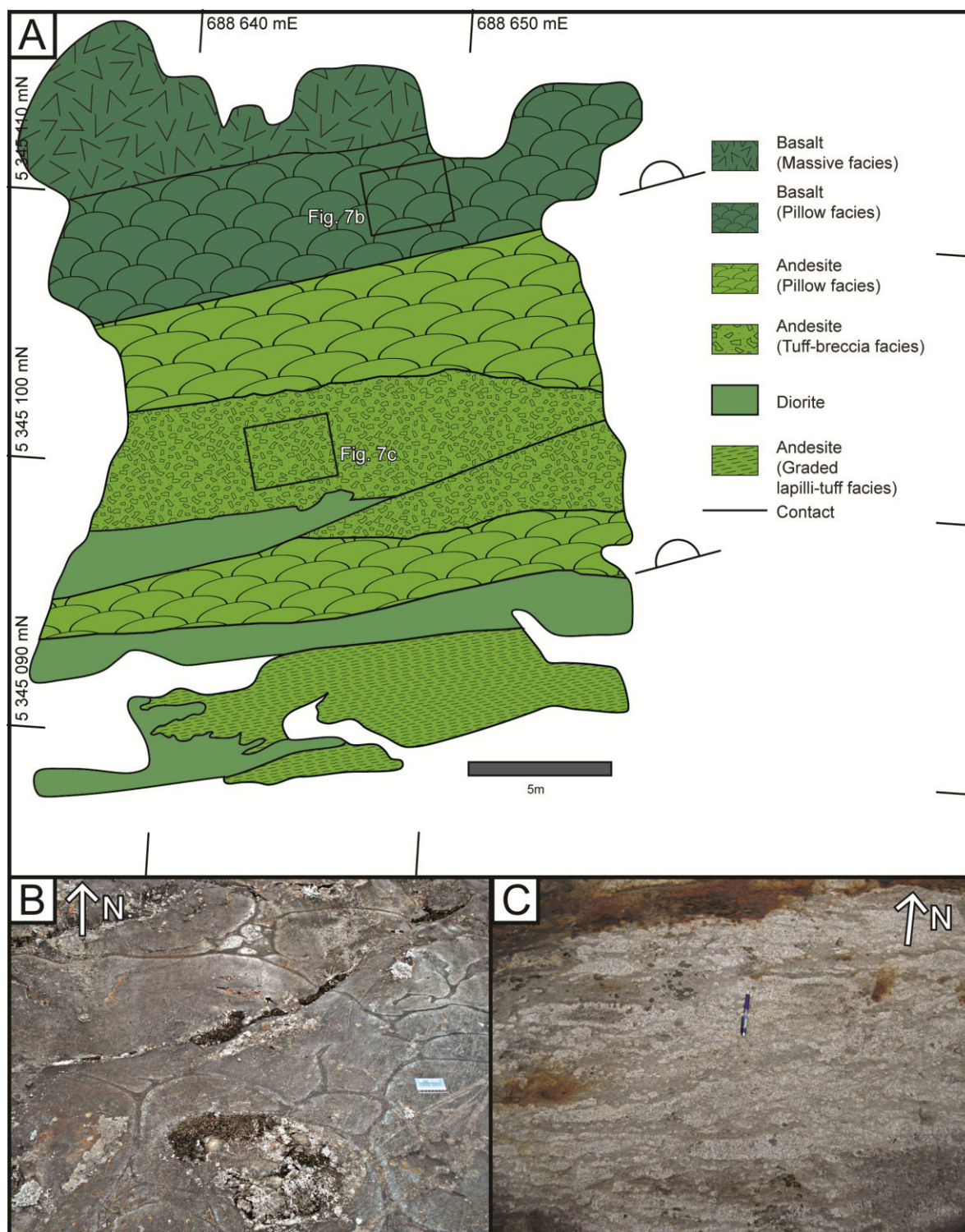


Figure 3.7: Detailed mapping (A) of andesitic and basaltic flow sequences, Bousquet segment. Modified from Landry (1991). (B) Photograph of preserved basaltic pillow lava flows displaying top-to-the-north younging. (C) Photograph of buff-breccia andesitic flow. UTM coordinates based on NAD83, Zone 17.

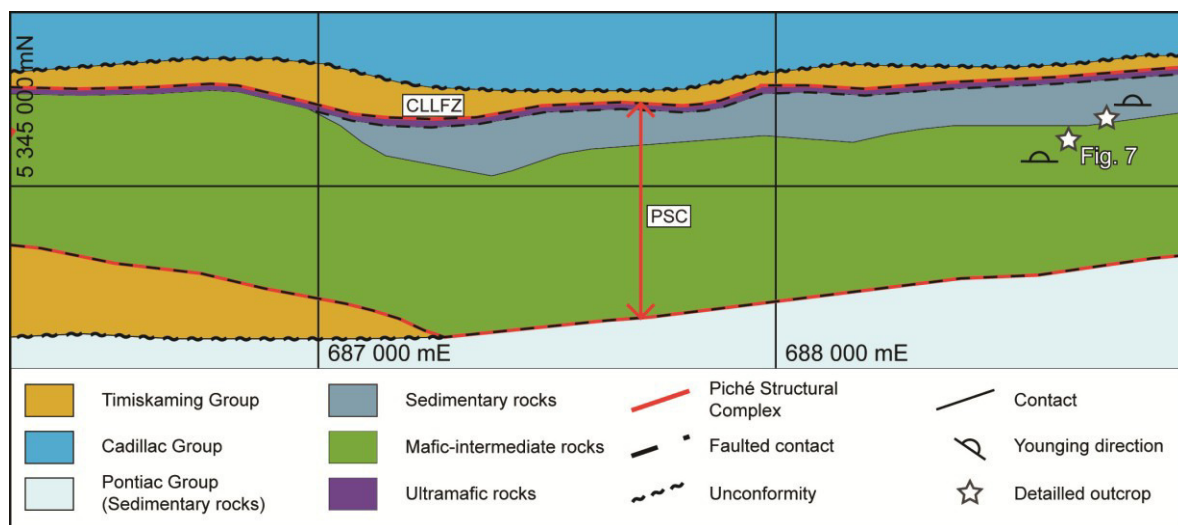


Figure 3.8: Geological map of the Bousquet segment showing splitting of the PSC on each side of Cadillac-type sedimentary rocks. Modified from Lafrance et al. (2003). UTM coordinates based on NAD83, Zone 17.

3.5.4 Beauré segment

The 400 m thick Beauré segment extends for 16 km along the southeast-striking CLLFZ and dips steeply (85°) to the northeast (Figure 3.3F). The western extremity of this segment marks an abrupt change in the orientation and lithology of the PSC. The southeastern portion of the segment consists of talc schist and talc-carbonate schist (i.e., altered ultramafic rocks). This portion covers <20% of the total Beauré segment and represents a deformation zone; volcanic textures are not preserved. About 80% of the Beauré segment is composed of basaltic flows with preserved pillowed, brecciated, and massive facies (Figure 3.9A). Subordinate decimetre-thick intermediate to felsic lapilli–tuff volcanoclastic flows (Figure 3.9B) and intermediate to mafic sills are also present. Preserved pillow shapes and graded beds in volcanoclastic units have bedding that faces northeastward (Figs. 4B, 9B).

The ultramafic rocks display a penetrative foliation that is oriented parallel to bedding and contacts. The Beaupré segment terminates to the southeast against a fault (Figure 3.10) marking its limit with the Halet segment. This area is also intruded by a porphyritic monzodiorite–granodiorite stock observed in the PSC and Pontiac Group (De Souza et al. 2015; Figure 3.10). Overall, the thickest portion of the PSC (1600 m) is observed in this area, where the Beaupré and Halet segments overlap and share a mutual faulted boundary over 1.3 km. This is transected locally by a monzonite stock (Figure 3.10).

3.5.5 Halet segment

The Halet segment bends gently to the east-southeast and dips 60–80° to the north. It is 20 km long and has a thickness of 700–1000 m (Figs. 3G, 3H). This segment consists of 80%–100% ultramafic volcanic rocks with spinifex textures that are locally preserved in cores. These rocks are highly altered and foliated, mostly containing talc schist, talc-carbonate schist, or serpentinite. The Halet segment also contains chlorite-dominated schists (i.e., mafic rocks) with locally preserved pillow and flow breccia as well as metre-long felsic volcanoclastic rocks and porphyritic monzodiorite intrusions.

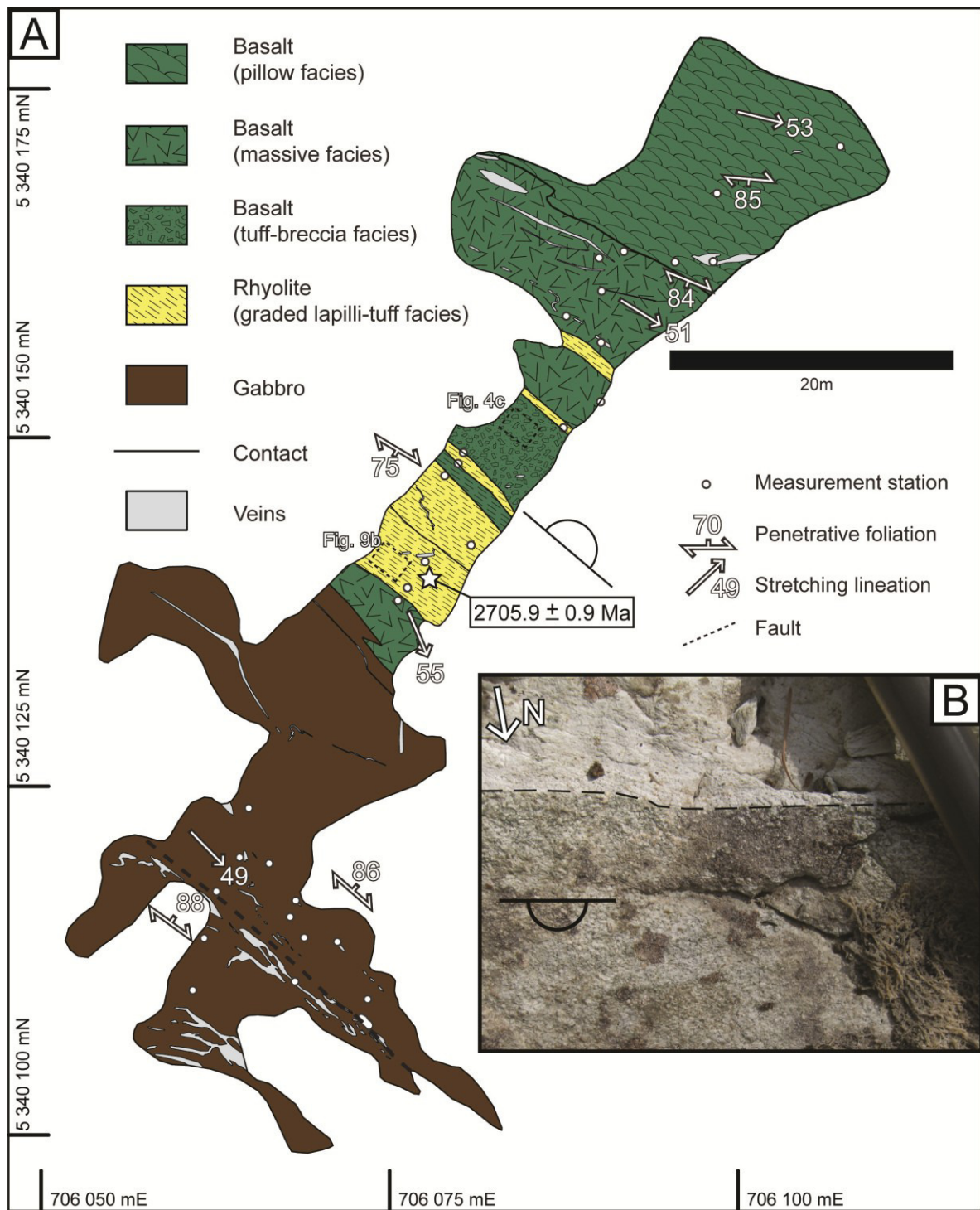


Figure 3.9: Detailed mapping (A) of basaltic flows, Pan Canadian trench, Beauré segment. Isotopic age is from Pilote et al. (2015b). (B) Photograph of graded lapilli-tuff felsic volcanoclastic rock. UTM coordinates based on NAD83, Zone 17.

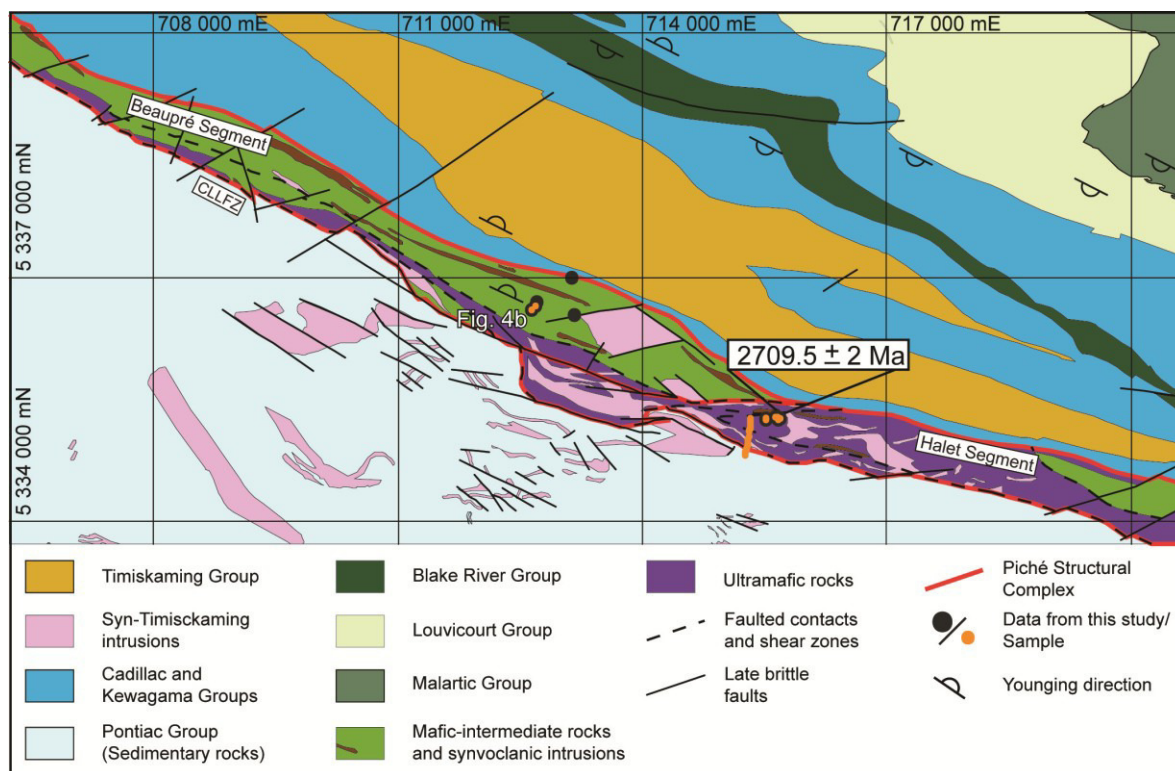


Figure 3.10: Geological map of the boundary between Beupré and Halet segments (designated in red). Note the high proportion of porphyritic intrusions in the PSC and in the sedimentary rocks of the Pontiac Group. Based on data from Desrochers et al. (1993), Desrochers and Hubert (1996), Pilote et al. (1999), Pilote (2013), and Pilote et al. (2015a). UTM coordinates in NAD83, Zone 17.

3.5.6 Val-d'Or segment

The Val-d'Or segment is an east-striking subvertical panel (80° dip to the north) that is 150 m thick and 32 km long (Figure 3.3I). Its contact with the Halet segment is poorly defined. This segment is composed of >50% ultramafic rocks. These rocks correspond to talc-carbonate rocks having well-defined foliation in which small bodies of gabbro are observed. The remainder of this segment comprises <50% intermediate volcanic rocks of massive flow and amoeboid pillow shape, as well as lapilli and tuff volcanoclastic facies

The Val-d'Or segment also contains <50% intermediate volcanic rocks having preserved volcanic textures, such as massive flows and pillows with amoeboid shapes, as

well as lapilli and tuff volcanoclastic facies. This segment also contains minor basaltic flows with boudinaged shapes (Figure 3.4D), and diorite dykes.

3.6 Geochemistry

3.6.1 Methodology

Geochemical analyses were performed on 96 samples from the PSC to document the degree of differentiation and affinity of volcanic rocks (Table 3.3). These rocks were then compared to the nearby Louvicourt, Malartic, and Blake River groups (Scott et al. 2002; Ross et al. 2011; Rogers et al. 2014). Of these samples, 47 were drill-hole samples and 49 originated from surface outcrops. Only the least-altered and least-deformed rocks available from the various lithologies of the PSC were sampled. Chemical analyses were performed by ALS Minerals Ltd. (Val-d'Or, Québec). Samples were digested by lithium borate and analysed by fusion induced coupled plasma (FUS-ICP) for major elements and fusion mass spectrometry (FUS-MS) for trace elements (for detection limits, see Table 3.3). Standards were introduced in analytic runs to verify precision.

3.6.2 Degree of differentiation

The degree of differentiation was estimated using least mobile elements (i.e., Zr, Ti) and Mg-numbers (Mg#) (Figure 3.11, Table 3.3). The ultramafic ($n = 56$), mafic to intermediate ($n = 37$), and felsic ($n = 3$) rocks have progressively lower Mg# (from 0.79 to 0.5) and Ti content (Figure 3.11A) and a higher Zr content (from 13 to 109 ppm) (Table 3.3). The chemical composition of these rocks agrees with the degree of differentiation interpreted in the field. Also, the mafic to intermediate rocks of the PSC have a distinct

Zr/TiO₂ ratio of 110 and 50.6, respectively (Figure 3.11B). The CaO and alkali (Na₂O and K₂O) contents of ultramafic and mafic to intermediate rocks are highly variable (Table 3.3) and the LOI varies from low to high values (1.54% to 25.8%).

Using the TAS diagram (total alkali silicate; Le Maitre et al. 2002) to classify the possibly least-altered samples (i.e., LOI <10 wt%), the rocks identified as mafic-intermediate and felsic on the basis of field observations correspond, respectively, to basalts ($n = 11$), basaltic andesite ($n = 13$), and andesite ($n = 8$), as well as dacite ($n = 1$) and rhyolite ($n = 2$).

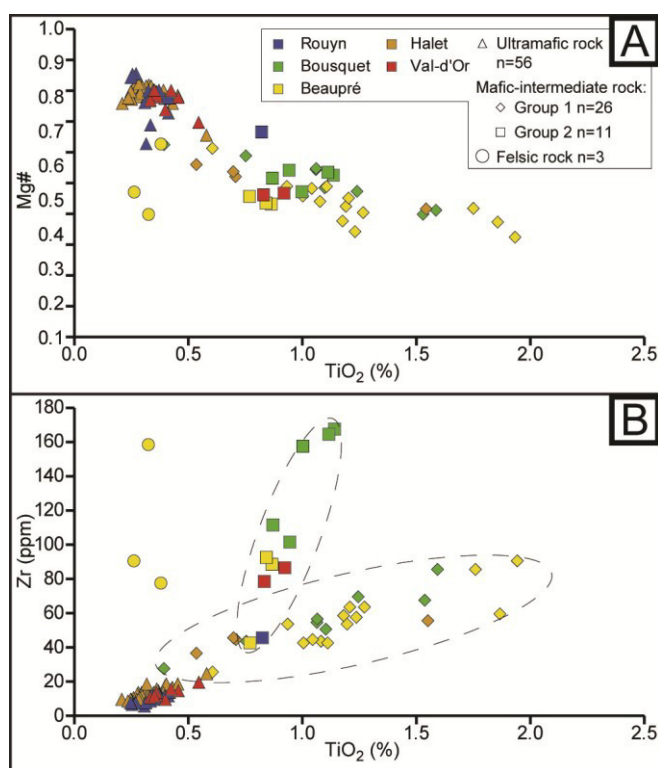


Figure 3.11: PSC volcanic rocks displayed by the Mg# vs TiO₂ (A) and Zr vs TiO₂ (B) binary diagrams. Note the distribution of mafic to intermediate samples forming two groups on the Zr vs TiO₂ diagram (B).

Table 3.3 : Average chemical composition of volcanic rocks of the PSC. LoD: Limit of detection. LOI: Loss on ignition (wt%).

		Ultramafic (n=56)		Mafic-intermediate rocks Group 1 (n=26)		Mafic-intermediate rocks Group 2 (n=11)		Felsic rocks (n=3)	
	Limit of detection	Mean	σ	Mean	σ	Mean	σ	Mean	σ
SiO ₂ (%)	0.01	46.9	2.9	52.9	3.1	57.3	3.7	71.8	4.2
Al ₂ O ₃	0.01	6.1	1.1	15.2	1.7	15.5	1.5	14.8	2.2
Fe ₂ O ₃	0.01	11.0	1.3	12.7	2.7	8.9	1.4	3.0	0.2
MgO	0.01	23.5	4.7	6.4	1.7	5.4	2.6	1.9	1.0
MnO	0.001	0.2	0.1	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
CaO	0.01	10.3	5.1	8.0	2.6	6.8	2.1	1.5	0.3
Na ₂ O	0.01	0.4	0.6	3.0	0.9	3.7	1.1	6.1	1.3
K ₂ O	0.01	1.2	1.4	0.4	0.4	1.2	0.5	0.4	0.4
TiO ₂	0.001	0.3	0.1	1.1	0.4	0.9	0.1	0.3	0.1
P ₂ O ₅	0.01	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.1	0.1	0.0
Cr ₂ O ₃	0.01	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
LOI	n.a.	12.9	6.5	6.1	3.2	6.1	4.8	1.5	0.6
Total	n.a.	86.1	7.8	94.1	3.4	93.8	5.1	99.0	0.9
Th (ppm)	0.05	0.2	0.1	0.4	0.2	2.6	1.6	1.6	0.3
Nb	0.2	2.2	1.8	3.1	1.8	4.6	1.4	2.4	1.6
Ta	0.01	0.1	0.1	0.2	0.1	0.4	0.1	0.3	0.1
La	0.05	1.4	1.4	4.1	1.2	16.0	7.0	9.7	3.6
Ce	0.05	2.7	2.1	9.9	2.9	33.7	14.8	19.7	5.3
Pr	0.01	0.4	0.2	1.5	0.4	4.4	1.9	2.5	0.6
Nd	0.05	1.9	0.7	7.6	2.2	17.9	7.4	10.3	2.9
Zr	1	12.7	3.5	55.2	16.2	103.8	43.8	109.3	43.5
Hf	0.1	0.4	0.1	1.8	0.5	2.8	1.2	2.6	0.9
Sm	0.01	0.6	0.2	2.4	0.7	3.8	1.4	2.2	0.7
Eu	0.005	0.3	0.2	0.9	0.3	1.1	0.3	0.7	0.1
Ti	n.a.	1733.4	403.0	6389.1	2182.8	5167.7	858.2	1890.4	333.3
Gd	0.01	0.8	0.2	3.3	0.9	3.5	1.0	2.0	0.7
Tb	0.01	0.2	0.0	0.6	0.2	0.5	0.1	0.3	0.1
Dy	0.01	1.0	0.3	3.9	1.0	3.1	0.7	1.6	0.9
Ho	0.01	0.2	0.0	0.9	0.2	0.6	0.1	0.3	0.2
Y	0.5	5.7	1.3	23.0	5.0	16.6	3.5	8.6	5.6
Er	0.01	0.6	0.1	2.7	0.6	1.8	0.4	0.9	0.7
Tm	0.005	0.1	0.0	0.4	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1
Yb	0.01	0.6	0.1	2.7	0.6	1.8	0.3	0.8	0.7
Lu	0.002	0.1	0.0	0.4	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1

Table 3.3 (continued)

Limit of detection	Ultramafic (n=56)		Mafic-intermediate rocks Group 1 (n=26)		Mafic-intermediate rocks Group 2 (n=11)		Felsic rocks (n=3)	
	Mean	σ	Mean	σ	Mean	σ	Mean	σ
Mg#	0.79	0.04	0.47	0.08	0.50	0.07	0.50	0.12
La/Yb	37.8	7.3	50.6	9.9	110.0	34.6	351.1	143.4
La/Sm	1.7	1.7	1.1	0.3	5.9	1.8	11.4	9.2
Sm/Yb	1.36	1.25	1.1	0.2	2.5	0.5	2.75	0.38
Gd/Lu	1.19	0.22	1.0	0.2	2.3	0.5	3.91	2.61

3.6.3 Trace elements and affinity

Rare earth element (REE) content can be used to document the affinity of the PSC rocks (Figure 3.12). Additional immobile elements will be considered using the multi-element diagram (Figure 3.13) as recommended by Pearce (2008).

The ultramafic samples are characterized by weak enrichments in LREE (1.32–2.17 times the primitive mantle) and a flat REE pattern ($[La/Yb]_{pm} = 1.7$) (Figure 3.12A). Some of these samples also display positive to slightly negative Eu anomalies. The Th, Nb, and La contents of the ultramafic rocks vary as a function of location (Figure 3.13A). For example, strong negative Ta and positive Ta-Nb anomalies characterize the samples from the Rouyn and Val-d’Or segments, respectively, while samples from the Halet segment have variable Nb and Ta anomalies.

Also, moderately negative and positive Zr and Hf anomalies are observed in the rocks of the Rouyn and Val-d’Or segments, respectively, while these anomalies are absent from the Halet segment (Figure 3.13A).

The mafic to intermediate samples fall into one of two groups based on their REE and other trace element content (Figs. 12B, 12C, 13B, 13C). These groups match those defined using the Zr/TiO_2 ratio (Figure 3.11B). Rocks of Group 1 are characterized by flat REE patterns ($[La/Yb]_{pm} = 1.1$) and a slight enrichment in incompatible elements (i.e., 6 times higher than the primitive mantle). These samples also display slightly negative Y and Zr anomalies (Figure 3.13B) as well as pronounced negative Th and Nb anomalies for 22 of 26 samples ($[Nb/La]_{pm}$ ranges from 0.44 to 0.79). Positive Ti anomalies are occasionally observed.

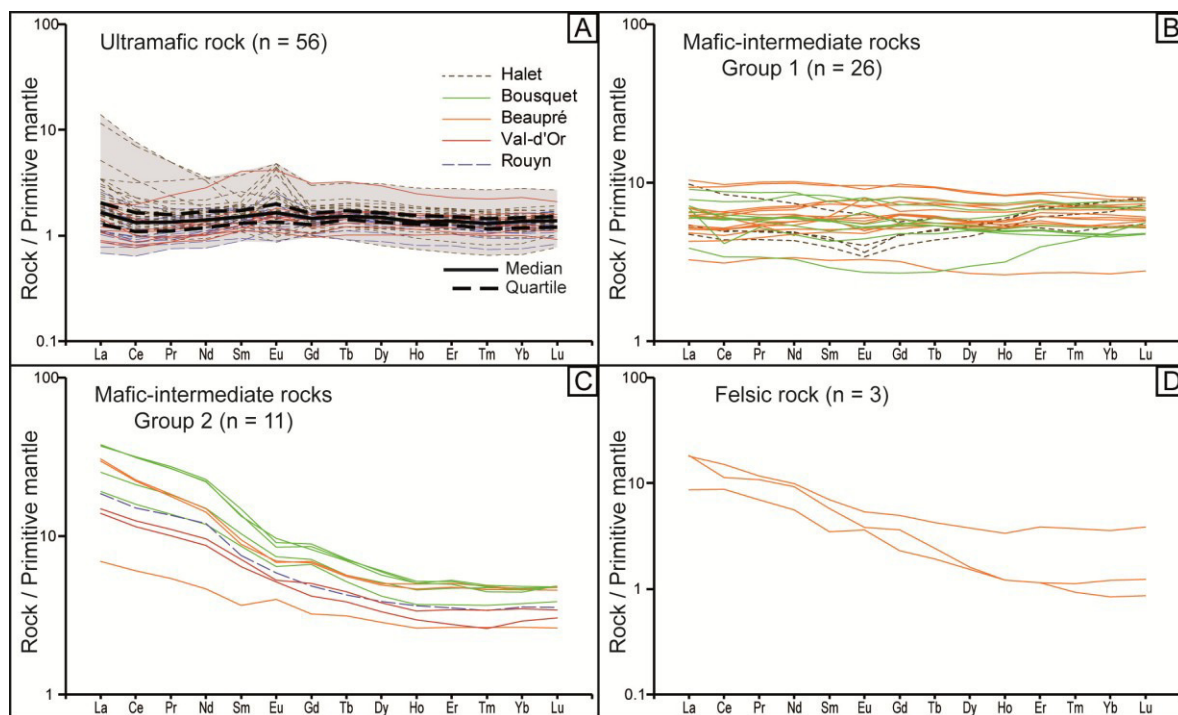


Figure 3.12: Rare earth element (REE) diagrams for ultramafic rocks (A), Group 1 (B) and Group 2 (C) mafic-intermediate rocks and felsic rocks (D) of the PSC. Colour lines are associated with segments listed on the graph. Solid black line represents median values for the set of segments. Dashed black lines represent the upper and lower quartiles. The samples are normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun 1995).

Group 2 samples are enriched in incompatible elements (Figure 3.13C) such as LREE ($La_{pm} = 6.9\text{--}37.8$). They are also characterized by fractionated REE spectra ($La/Yb_{pm} = 5.9$) and flat heavy REE (HREE) profiles ($[Gd/Lu]_{pm}$ ranges from 1.2 to 1.9). Samples from the Bousquet segment are generally more enriched in incompatible elements than samples from the Beaupré, Rouyn, and Val-d'Or segments (Figure 3.12C). These samples display strongly negative Nb, Ti, and Ta anomalies ($[Nb/La]_{pm}$ ranges from 0.18 to 0.56), except for the samples of the Beaupré segment that have positive Ti anomalies and a reduced enrichment of incompatible elements (Figure 3.13C). Samples from the Rouyn segment also display strong negative anomalies in Zr and Hf.

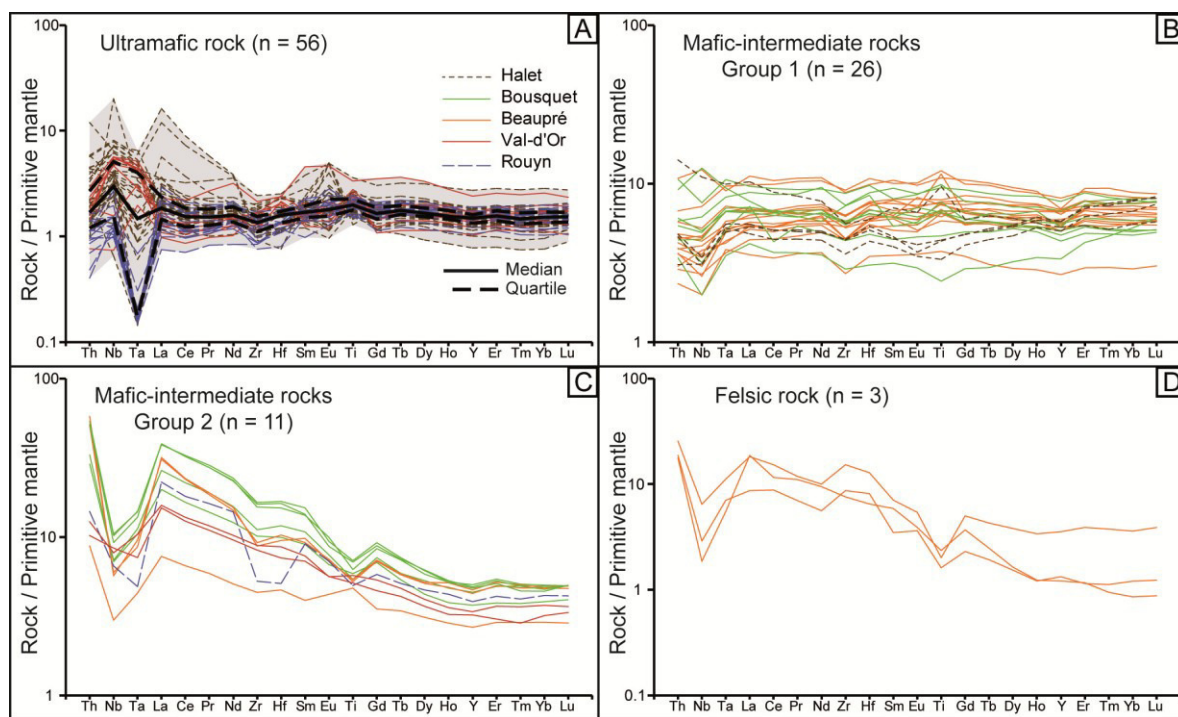


Figure 3.13: Multi-element diagrams for ultramafic rocks (A), Group 1 (B) and Group 2 (C) mafic-intermediate rocks and felsic rocks (D) of the PSC. Colour lines are associated with segments listed on the graph. Solid black line represents median values for the set of segments. Dashed black lines represent the upper and lower quartiles. Samples are normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun 1995), and the order of elements is based on Pearce (2008).

The felsic samples, which come only from the Beupré segment, display fractionated REE spectra ($[\text{La/Yb}]_{\text{pm}}$ ranges from 5.1 to 21.9) (Figure 3.12D). These rocks are enriched in LREE ($\text{La}_{\text{pm}} = 8.7\text{--}18.4$) and are characterized by fractionated LREE ($[\text{La}_{\text{pm}}/\text{Sm}]_{\text{pm}} = 2.8$) and flat HREE spectra ($[\text{Gd/Lu}]_{\text{pm}}$ ranges from 1.3 to 4.2). These samples also display pronounced negative Nb and Ta anomalies ($[\text{Nb/La}]_{\text{pm}}$ ranging from 0.1 to 0.33 and $[\text{Ta/La}]_{\text{pm}}$ ranging from 0.29 to 0.81), positive Zr-Hf anomalies, and slightly negative Ti anomalies (Figure 3.13D).

Based on the REE and multi-element diagrams, the PSC consists of tholeiitic (e.g., ultramafic and Group 1 mafic to intermediate rocks) and calc-alkaline rocks. This classification was confirmed using the Th/Yb vs Zr/Y diagram (Ross and Bedard 2009), which is suitable for subalkaline Archean rocks (Figure 3.14). On this diagram, the ultramafic samples fall in the tholeiitic and transitional fields, while a tholeiitic affinity is expected for these rocks. The mafic to intermediate Group 1 samples fall in the tholeiitic to transitional fields of the Th/Yb vs Zr/Y diagram. Group 2 samples, on the other hand, have transitional to calc-alkaline affinities, while the felsic samples are calc-alkaline (Figure 3.14). Rocks from the Louvicourt, Malartic and Blake River groups display a similar range of affinities (i.e., tholeiitic to calc-alkaline) (Figure 3.14).

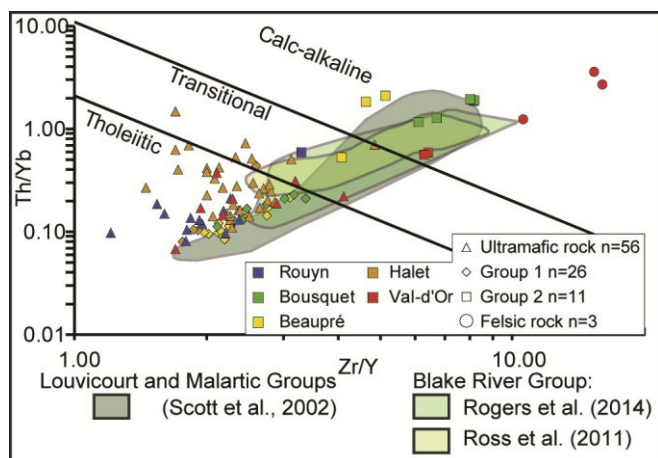


Figure 3.14: PSC samples displayed on the magmatic affinity discrimination diagram of Ross and Bedard (2009).

3.7 Discussion

Lithological and chemical data highlight the heterogeneous composition of the PSC (Table 3.2). The PSC is dominated by various volcanic rocks locally displaying well-preserved facies. Similarly, least- altered ultramafic rocks display characteristic spinifex facies of komatiitic flows. In this section, the nature and origin of the PSC segments will be discussed. The timing and construction of the PSC will then be related to the evolution of the CLLFZ and of the SVZ.

3.7.1 Nature of segments, deformation and structure

Even though the PSC embodies the crustal-scale CLLFZ, the distribution of strain is highly heterogeneous within this unit. In the PSC, greatest strain is observed (*i*) along its margins and (*ii*) in ultramafic rocks. As shown in the cross-sections (Figure 3.3), at least one margin of each segment is occupied by ultramafic rocks. These rocks are highly strained and have been historically defined as the locus of the CLLFZ. The Rouyn, Joannes, Halet, and Val-d'Or segments are characterized by a well-developed ductile footprint

because they contain the largest proportions of ultramafic rocks. In contrast, the central segments of the PSC (i.e., Bousquet and Beaupré segments) display little evidence of ductile deformation, possibly because it is dominated by mafic to felsic rocks.

The PSC is comprised of six juxtaposed slivers that correspond to the segments identified in this study. Each segment is characterized by a specific geometry (azimuth, dip, thickness) and lithological association that distinguishes it from the other segments (Figure 3.15; Table 3.2). The boundaries between segments are marked by faults, segment pinching, and/or abrupt changes in geometry and proportions of volcanic rocks. In the Bousquet and Beaupré segments, poorly developed ductile deformation, concordant and non-faulted contacts between flows, and homogeneous top-to-the-north younging directions suggest that each sliver represents a coherent block having limited internal disruption.

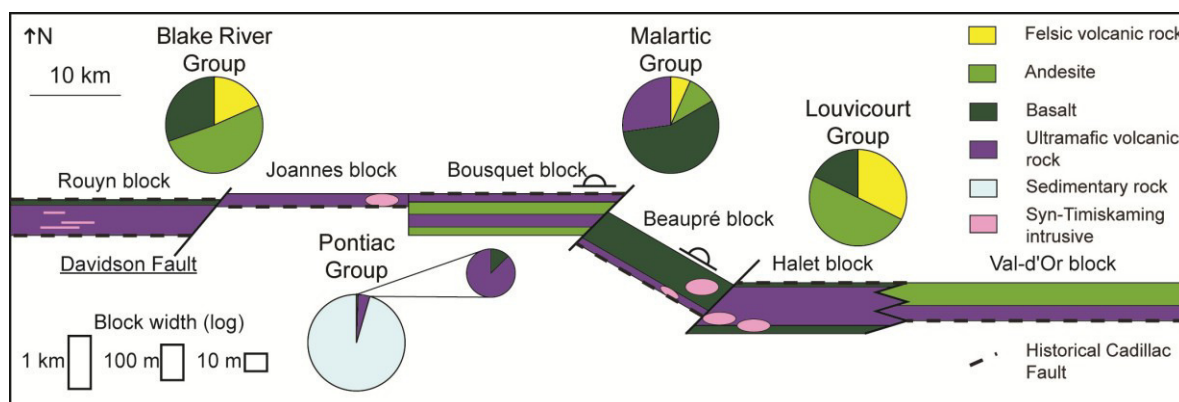


Figure 3.15: Diagram summarizing the lithology, geometry, and structural relationships of the six segments identified in the PSC (see Table 3.2 for details). Note that the total thickness of each segment is represented by a log scale. Pie charts of the proportion of volcanic rock of the Pontiac, Blake River, Malartic, and Louvicourt groups are provided for comparison.

3.7.2 Origin of the Piché Structural Complex

Origin of the PSC can be determined by facies, lithology, and the proportion of the volcanic rocks within the complex. The ubiquitous presence of komatiitic ultramafic rocks in each segment (Figure 3.15) suggests that the PSC originates from the Pontiac to the south or Malartic groups to the north, but it precludes a derivation from the Blake River Group, which lacks ultramafic rocks. Moreover, isotopic ages of 2705.9 and 2709.5 Ma (Pilote et al. 2015a) from a felsic tuff in the Beaupré segment and a synvolcanic felsic dyke in the Halet segment, respectively (see Figs. 9, 10 for locations), are similar in age to the volcanism of the Malartic Group (Table 3.1).

Moreover, the volcanic rocks of the PSC segments are products of subaqueous effusive eruptions (spinifex textures and pillow shapes), a volcanic environment typical of other volcanic groups of the SVZ (Dimroth et al. 1982; Scott et al. 2002; Champagne 2004). Based on younging directions, ultramafic volcanic rocks in the Bousquet, Beaupré, and Val-d'Or segments occur at the base of each segment and are overlain by mafic to intermediate lava flows (Table 3.2). These characteristics are comparable with those of the formations of the Malartic Group (i.e., from oldest to youngest: Lamotte–Vassan, Dubuisson, and Jacola), which show a progressive decrease through time in the ratio of ultramafic versus mafic rocks (Pilote et al. 2000). These ratios can be compared to those established for the PSC (Figure 3.15). In the Bousquet, Beaupré, and Val-d'Or segments, the PSC is mostly composed of andesitic and basaltic flows (Table 3.2), displaying facies and co-magmatic units that are characteristic of the Val-d'Or Formation (Louvicourt Group; Scott et al. 2002). The age of this formation (2704 Ma; Pilote et al. 1999) is also similar to

the isotopic age obtained from the Beaupré segment (Figure 3.9; Pilote et al. 2015a). The Halet segment, on the other hand, contains a large amount of ultramafic rocks and may be derived from the Lamotte–Vassan or Dubuisson formations.

The Rouyn and Joannes segments, which contain large volumes of ultramafic rock, are located on the surface tens of kilometres west of the established location of the Malartic Group. An unrealistic amount of strike-slip displacement along the CLLFZ would need to be invoked to relate these segments to the Malartic Group (Figure 3.15). There is, however, no evidence for lateral displacement of this magnitude (Wilkinson et al. 1999; Daigneault et al. 2002; Lafrance 2015). Alternatively, these segments may have incorporated volcanic rocks equivalent to the oldest portions of the 2702–2714 Ma Malartic Group, which could be located beneath the 2694–2705 Ma old Blake River Group. This hypothesis is supported by occurrence of the Larder Lake Group west of the Blake River Group, which is interpreted as a lithostratigraphic equivalent of the Malartic Group and part of the larger chronostratigraphic Tisdale assemblage (Thurston et al. 2008 and references therein). In addition, equivalents of the PSC observed in the Larder Lake area have also been interpreted as originating from the Tisdale assemblage (Smith et al. 1993; Ispolatov et al. 2005; Ispolatov et al. 2009; Lafrance 2015). Both the Malartic Group and the Tisdale assemblage could thus be part of a similar assemblage that lies beneath the Blake River Group and may have contributed rocks to the PSC.

Evidence from the chemical composition of PSC rocks is consistent with a detachment of material from the Malartic Group. In the PSC, the ultramafic rocks display flat trace element patterns, which indicate a sourcing from a magma produced by a high

degree of partial melting of a mantle source and a low degree of fractional crystallization. However, ultramafic rocks of the Val-d'Or and Rouyn segments display variable enrichment in incompatible elements and negative Nb-Ta anomalies, suggesting variable amounts of residual Nb-Ta-Ti-bearing minerals such as rutile, titanite, and/or ilmenite (e.g., Bedard 2006; Pearce 2008; Wyman and Kerrich 2009; Ross et al. 2011) in the mantle source of these magmas. This suggests multiple magmatic origins for these segments.

The tholeiitic to transitional Group 1 mafic to intermediate rocks are derived from a depleted mantle source. The Group 2 and felsic calc-alkaline rocks, on the other hand, have pronounced Nb-Ta anomalies. These differences point to different mantle sources and/or to contamination by variable amounts of a crustal component (Bedard 2006; Pearce 2008). Thus, the rocks of the PSC record a temporal evolution from a depleted mantle to an enriched source for the magmas. This is similar to the evolution of volcanic rocks of the Malartic Group, where affinities also evolved from tholeiitic to calc-alkaline (Pilote et al. 2000; Scott et al. 2002).

In summary, isotopic ages, magmatic affinities, lithological assemblages, and the ubiquitous presence of ultramafic rocks in each segment of the PSC are compatible with a derivation of PSC rocks from the Malartic Group.

3.7.3 Temporal relationships with the southern volcanic zone and the Pontiac Subprovince

The PSC was interpreted previously as a homogeneous body composed of ultramafic rocks. However, results presented above show that it is composed of ultramafic to felsic rocks. This study also demonstrates that the PSC is comprised of fault-bounded segments having homogeneous lithologies, and that it can be considered as a structural zone made up of accreted kilometre-scale segments or slivers. Local disruptions, splits, and duplications further suggest that several slivers were incorporated into the CLLFZ to form the PSC (Figure 3.16).

Previous work had the PSC composed exclusively of volcanic rocks (Latulippe 1976; Landry 1991). However, the Bousquet segment also contains conformable sedimentary rocks related to the Cadillac Group, and a broader definition for the PSC should be adopted. The PSC has incorporated rocks of various origins that represent several volcanic and sedimentary environments and formed over nearly 20 Ma, from early lava plain volcanism of the Malartic Group, through subaerial volcano–sedimentary deposits of the Louvicourt Group to deep-water sedimentation of the Cadillac Group.

The absolute ages available from the nearby volcanic units incorporated by the PSC can be used to constrain the maximum age of incorporation of the slivers into the CLLFZ (Table 3.1). As stated above, a ca. 2709 Ma synvolcanic intrusion and a ca. 2704 Ma felsic volcano-sedimentary deposit constrain the age for a portion of the PSC units (Pilote et al. 2015a). The turbiditic sedimentary rocks observed in the Bousquet segment indicate an approximate age of insertion younger than 2686 Ma (Davis 2002). Moreover, the large

amount of syntectonic porphyritic monzonites and monzodiorites that intrude into the boundary between the Halet and Beaupré segments (Figure 3.10), also intrude into the 2682 Ma sedimentary rocks of the Pontiac Group. They yield a syn-Timiskaming formation age of 2678–2676 Ma (De Souza et al. 2015), which correlates with Timiskaming sedimentation (<2676 Ma, Pilote et al. 2015a). According to Perrouty et al. (2017), porphyritic intrusions formed prior to and during the development of regional foliation related to ductile deformation. The intrusions observed in the PSC thus support the early introduction of slivers into the CLLFZ.

Moreover, the "albitite-type" dykes observed in the Rouyn segment are similar to syn-Timiskaming dykes and stocks intruded in the sedimentary rocks observed in the Kerr Addison (Smith et al. 1993) and Hollinger–McIntyre areas. The latter yields an age of ca. 2673 Ma (Corfu et al. 1989). These chronological relationships also indicate that the PSC slivers were introduced into the CLLFZ prior to Timiskaming sedimentation and intrusive activity (Figure 3.16).

3.7.4 Alteration and relevance of ultramafic rocks within the Piché Structural Complex

Most ultramafic rocks of the PSC have experienced marked hydrothermal alteration based on the occurrence of talc schists and serpentinite as well as anomalously high values for LOI (up to 25.8%) and K₂O. REE, particularly LREE and Eu, are also slightly mobile during alteration (Williams-Jones et al. 2012) and can account for the high abundance of these elements in the ultramafic rocks. Anomalous values for some trace elements (such as Th) may also have been induced by alteration (Maclean and Barrett 1993).

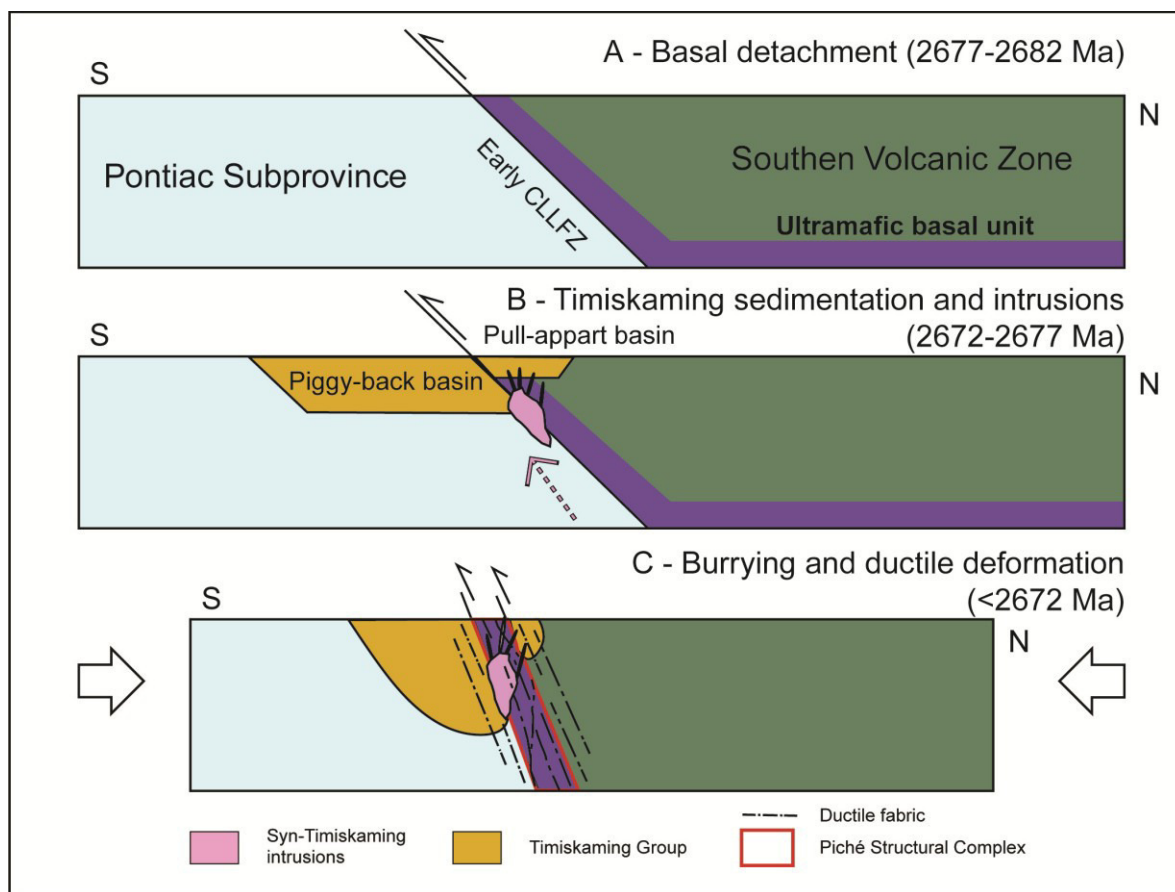


Figure 3.16: Model illustrating the possible origin of the PSC, likely formed during the collision between the Abitibi and Pontiac subprovinces. (A) Basal detachment and insertion of volcanic rocks detached from nearby formations into the Cadillac–Larder Lake Fault Zone (CLLFZ). (B) This detachment is followed by sedimentation of Timiskaming-type basins within the CLLFZ depression as well as injection of Timiskaming-age intrusions into the Pontiac Group and the PSC. Timiskaming-type basins can occur as piggyback (Diop 2011), pull-apart (Mueller et al. 1994) or within a locally extensional context (Mueller et al. 1996) and are laterally separated along the CLLFZ. (C) These events are followed by burial and steepening of the lithologies, leading to back-to-back relationships between the PSC and Pontiac Group rocks.

Hydrothermal alteration likely had an important impact on the strain distribution observed in the PSC. Unaltered ultramafic rocks are expected to act as rigid bodies. Thus, the komatiites of the PSC were likely altered prior the onset of ductile deformation along the CLLFZ. This alteration occurred early, prior to or during the onset of insertion of the slivers in the CLLFZ and may be related to sea-floor or volcanogenic hydrothermalism. Then, during ductile deformation, strain was focused within the PSC boundaries and in

intensely hydrothermally altered ultramafic rocks. Gold-related fluids were channeled into high-strain zones, leading to a further alteration of ultramafic rock and the addition of K, carbonates, and talc.

At a regional scale, the early insertion of locally derived, altered, and deep-seated slivers into the CLLFZ, prior to or synchronous with Timiskaming-type sedimentation, suggests that movement along the CLLFZ initiated during the early stages of Pontiac Subprovince accretion and prior to the protracted ductile deformation sequence.

Kilometre-scale slivers bearing ultramafic rocks are observed along several first-order faults located at the boundaries of greenstone belts. Examples of this include the Porcupine–Destor–Manneville Fault (Benn and Peschler 2005), the Sunday Lake Fault (Oliver et al. 2012), and shear zones within the Vizien greenstone belt (Skulski and Percival 1996). The intense alteration that transformed the ultramafic rocks into serpentinite and talc schists is an important mechanism for the mechanical weakening of rock in an ophiolite tectonic context, and one that influences fault creep and seismic behavior (Moore and Rymer 2012) as well as focused strain (Watt et al. 2014). Thus, altered ultramafic rocks likely promote the initial detachment of the slivers. These rocks may then facilitate nucleation and movement along first-order crustal-scale structures (Nuriel et al. 2009). Thus, the ultramafic rocks observed in Archean structures likely have a role similar to that of the poorly differentiated rocks in ophiolite complexes (e.g., Appalachian and Coast Range settings; Tremblay et al. 2009; Kusky and Li 2010; Tremblay and Pinet 2016). The focus of alteration and deformation in the ultramafic lithologies of the PSC also explains why the other types of volcanic rocks observed in the CLLFZ are relatively unstrained.

3.7.5 Implications for exploration

Many gold deposits of the SVZ are related spatially to the ultramafic component of the PSC. This includes some active projects and presently producing mines such as Canadian Malartic, Augmitto, and Cinderella. Thus, the PSC has been considered historically as an exploration vector. Early sea-floor alteration in the ultramafic rocks likely channeled later gold-related hydrothermal fluids within these already strained units. At a local scale, the mineralization is generally observed at the contact between the ultramafic and sedimentary rocks. These contacts may have acted as chemical traps (Simard et al. 2013; Helt et al. 2014). Also, rigid bodies of syn-Timiskaming dykes are observed in the talc schists for several deposits, such as Kerr Addison and Kirkland Lake (Smith et al. 1993; Lafrance 2015). These dykes may provide a valuable indirect indication for fertile exploration sectors. The comparatively greater proportion of ultramafic versus other lithologies in some segments may also constitute an exploration vector in less well-documented areas, such as the Bousquet and Val-d'Or segments.

Several gold deposits are also located along the boundaries between the segments identified in the PSC by this study (e.g., Canadian Malartic, Lapa, and deposits around the Davidson Fault). Thus, the faulted contacts between the PSC slivers may have channeled mineralizing fluids and magmatic intrusions within the CLLFZ. Note that the boundaries between the slivers also coincide with the structural segmentation of the CLLFZ (Bedeaux et al. 2017). This segmentation is associated with second- and third order faults (Neumayr et al. 2000), such as the Sladen Fault (De Souza et al. 2015) and, to a lesser extent, the Davidson Fault.

Comparison of the PSC with the Malartic and Louvicourt groups suggests that the volcanogenic deposits observed in these groups could have their equivalent located in the PSC. Further regional comparisons of volcanic formations and corresponding lithological associations within the PSC could thus be applied to base metal exploration. Such early synvolcanic mineralization may also have prepared the ground for syntectonic gold introduction consistent with a multistage model (Robert et al. 2005; Dubé and Gosselin 2007; Meffre et al. 2016)

3.8 Conclusion

This study documented the PSC, evaluated its origin, and placed its formation within the spatiotemporal evolution of the SVZ. The PSC is comprised of at least six segments, or slivers, that are composed of ultramafic to intermediate volcanic rocks and minor amounts of sedimentary and felsic volcanic rocks. The slivers have contrasting geometries and contain variable proportions of rock types, but they consistently include ultramafic rocks.

The described PSC segments likely originate from material detached from the nearby Malartic and Louvicourt groups, based on rock type and lithological proportions, facies, radiogenic ages, and magmatic affinity. The detachment occurred after the sedimentation of the Cadillac Group rocks and before (or during) the Timiskaming-type sedimentation and magmatism that occurred ~10 Ma later.

With respect to the tectonic setting, the PSC does not display the typical characteristics of modern orogenic ophiolites and accretionary mélanges. Nonetheless, the

ultramafic rocks observed in the PSC seem to be a recurrent feature of first-order fault zones of the Superior Province. The significance of these rocks in Archean crustal-scale faults should be investigated to further expand our understanding of Archean tectonism and geodynamic processes.

This study was envisioned as a benchmark for current knowledge of the Piché Group and opens new research avenues. In particular, in-depth geochemical and isotopic investigations of the PSC rocks could help trace more precise origins of each sliver. Further study of the ultramafic rocks would determine if all rocks were derived from nearby volcanic unit or if some portions originated from the mantle. Finally, the footprint of hydrothermal alteration is expected to vary within the PSC although this remains undetermined.

3.9 Acknowledgment

This study forms part of the Ph.D. thesis of the first author carried out at the Université du Québec à Chicoutimi. Financial and logistical support was provided by the Québec Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (contribution number: 8449 – 2017-2018 – 12) and CONSOREM, the mineral research exploration consortium. We thank the geologists of *Alexandria* Minerals Corporation, Osisko Mining Corporation, *Agnico Eagle* Mines Limited, and *Yorbeau* Resources Inc for their extensive support and for their providing of samples. The first author is especially grateful to Philippe Berthelot, Pierre de Chavigny, and Baptiste Chapon for sharing their knowledge regarding the geology of the PSC. Thanks to Alexandre Krushnisky and Francis Lacoursière for field support on this

project. The work benefited from comments and suggestions from Nicolas Thebaud and Wouter Bleeker that improved an earlier version of this manuscript. The manuscript benefited from careful reviews of Ali Polat, an anonymous reviewer and Bruno Lafrance.

Declaration of interest: none

3.10 References

- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., et Trowell, N. 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 63-95. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00006-2.
- Ayer, J.A., Thurston, P.C., Bateman, R., Dubé, B., Gibson, H.L., Hamilton, M.A., Hathway, B., Hocker, S.M., Houlié, M.G., Hudak, G., Ispolatov, V., Lafrance, B., Leshner, C.M., MacDonald, P.J., Péloquin, A.S., Piercey, S.J., Reed, L.E., et Thompson, P.H. 2005. Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey. OFR 6154. 146 p.
- Ayer, J.A., Thurston, P.C., et Lafrance, B. 2008. A special issue devoted to base metal and gold metallogeny at regional, camp, and deposit scales in the Abitibi greenstone belt. *Econ. Geol.* **103**(6): 1091-1096. doi: 10.2113/gsecongeo.103.6.1091.
- Bedard, J.H. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**(5): 1188-1214. doi: 10.1016/j.gca.2005.11.008.

- Bedeaux, P., Pilote, P., Daigneault, R., et Rafini, S. 2017. Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada. *Ore Geol. Rev.* **82**: 49-69. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.029>.
- Benn, K., et Peschler, A. 2005. A detachment fold model for fault zones in the Late Archean Abitibi greenstone belt. *Tectonophy.* **400**(1-4): 85-104. doi: 10.1016/j.tecto.2005.02.011.
- Bleeker, W. 2015. Synorogenic gold mineralization in granite-greenstone terranes: the deep connection between extension, major faults, synorogenic clastic basins, magmatism, thrust inversion, and long-term preservation. Geological Survey of Canada. Open File 7852. p. 25–47.
- Calvert, A.J., et Ludden, J.N. 1999. Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tecton.* **18**(3): 412-429. doi: 10.1029/1999tc900006.
- Champagne, C. 2004. Volcanologie physique et géochimie des komatiites de Spinifex Ridge, Formation de La Motte-Vassan, Abitibi. Unpublished M.Sc. Thesis, Département des Sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Chown, E.H., Daigneault, R., et Mueller, W. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **29**: 2211-2225.
- Corfu, F. 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone-belt in light of precise U-Pb geochronology. *Dans Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* pp. 1323-1340.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y., et Jensen, L.S. 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Can. J. Earth Sci.* **26**(9): 1747-1763. doi: <http://dx.doi.org/10.1139/e89-148>.

- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H. 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 261-290. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00012-8.
- Davis, D.W. 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 97-117. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00007-4.
- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V.J., Mercier-Langevin, P., Creaser, R.A., et Kjarsgaard, I.M. 2015. Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec. Geological Survey of Canada. Open File 7852. p. 113-126.
- Desrochers, J.P., et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **33**(11): 1556-1569.
- Desrochers, J.P., Hubert, C., Ludden, J.N., et Pilote, P. 1993. Accretion of archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone-belt, Canada. *Geol.* **21**(5): 451-454. doi: 10.1130/0091-7613(1993)021<0451:aoapf>2.3.co;2.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rochelbau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical mode. *Can. J. Earth Sci.* **20**: 1355-1373.

- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Can. J. Earth Sci.* **19**: 1729-1758.
- Diop, A. 2011. Caractéristiques sédimentologiques, volcanologiques et structurales du bassin de Granada dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Québec). Unpublished Ph.D. thesis, Département des Sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Dubé, B., et Gosselin, P. 2007. Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. *Geol. Assoc. Can., Miner. Depos. Div., Spec. Publ.* **5**: 49-73.
- Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y., et Codegone, G. 2010. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *Int. Geol. Rev.* **52**(10-12): 1040-1105. doi: 10.1080/00206810903557704.
- Gauthier, N., Rocheleau, M., Gagnon, Y., et Lacasse, J. 1986. Gold mineralization in the Cadillac-Larder Lake Fault Zone, Rouyn-Beauchastel area. *CIM Bull.* **79**(887): 77-77.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., et Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.* **18**(1-2): 1-75. doi: 10.1016/s0169-1368(01)00016-6.
- Goulet, N. 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake Fault, Rouyn-Beauchastel area, Quebec. Unpublished Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Canada.

- Helt, K.M., Williams-Jones, A.E., Clark, J.R., Wing, B.A., et Wares, R.P. 2014. Constraints on the Genesis of the Archean Oxidized, Intrusion-Related Canadian Malartic Gold Deposit, Quebec, Canada. *Econ. Geol.* **109**(3): 713.
- Hyde, R.S. 1980. Sedimentary facies in the archean Timiskaming Group and their tectonic implications, Abitibi Greenstone-Belt, Northeastern Ontario, Canada. *Precambrian Res.* **12**(1-4): 161-195. doi: 10.1016/0301-9268(80)90028-5.
- Inwood, J., Anderson, M.W., Morris, A., et Robertson, A.H.F. 2009. Successive structural events in the Hatay ophiolite of southeast Turkey: Distinguishing oceanic, emplacement and post-emplacement phases of faulting. *Tectonophy.* **473**(1-2): 208-222. doi: 10.1016/j.tecto.2008.10.037.
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Creaser, R., et Hamilton, M. 2009. Geologic and structural setting of gold mineralization in the Kirkland Lake-Larder Lake gold belt, Ontario. *Econ. Geol.* **103**(6): 1309.
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Hamilton, M., et Creaser, R. 2005. Geology, structure, and gold mineralization, Kirkland Lake and Larder Lake areas (Gauthier and Teck townships): Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey. Open File Report 6159. 170p.
- Jébrak, M., Morin, D., Zadeh, H., Bardoux, M., Goulet, N., et Giguère, C. 1991. Géologie du gisement aurifère de McWatters, région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources. MB 91-12. 119 p.
- Kerrick, R., Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Steven, G., et Yiefei, J. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Sci. In China* **43**: 68 p.

- Kimura, G., Yamaguchi, A., Hojo, M., Kitamura, Y., Kameda, J., Ujiie, K., Hamada, Y., Hamahashi, M., et Hina, S. 2012. Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary. *Tectonophy.* **568–569**: 25-38. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.025>.
- Kusky, T.M., et Li, J.H. 2010. Origin and emplacement of Archean ophiolites of the Central Orogenic Belt, North China Craton. *Journal of Earth Science* **21**(5): 744-781. doi: 10.1007/s12583-010-0119-8.
- Lafrance, B. 2015. Geology of the orogenic Cheminis gold deposit along the Larder Lake - Cadillac deformation zone, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **52**(12): 1093-1108. doi: 10.1139/cjes-2015-0067.
- Lafrance, B., Moorhead, J., et Davis, D.W. 2003. Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-Laronde. Ministère des Ressources Naturelles. ET 2002-07. 46 p.
- Landry, J. 1991. Volcanologie physique et sédimentologie du groupe volcanique de Piché et relations stratigraphiques avec les groupes sédimentaires encaissants de Pontiac et de Cadillac. Unpublished M.Sc. thesis, Département des Sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Laporte, J. 2016. Mineralogical study of the auriferous shear zone along the Augmitio-Astoria segment in the Cadillac Break south to Rouyn-Noranda, Abitibi, Québec. Unpublished Ph.D. thesis, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada.
- Latulippe, M. 1976. Excursion géologique : la région de Val-d'Or-Malartic. Ministère des richesses naturelles du Québec : Institut canadien des mines et de la métallurgie. DPV-367. 129 p.

- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B.A., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., et Woolley, A.R. 2002. Igneous rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press
- Maclean, W.H., et Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *J. Geochem. Explor.* **48**(2): 109-133. doi: 10.1016/0375-6742(93)90002-4.
- McCall, G.J.H. 2003. A critique of the analogy between Archaean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Precambrian Res.* **127**(1-3): 5-17. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00178-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00178-5).
- McDonough, W.F., et Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**: 223-253.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J., et Gibson, H. 2014. U-Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec, and implications for base metal exploration. *Econ. Geol.* **109**(1): 27-59. doi: 10.2113/econgeo.109.1.27.
- Meffre, S., Large, R.R., Steadman, J.A., Gregory, D.D., Stepanov, A.S., Kamenetsky, V.S., Ehrig, K., et Scott, R.J. 2016. Multi-stage enrichment processes for large gold-bearing ore deposits. *Ore Geol. Rev.* **76**: 268-279. doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.09.002.

- Moore, D.E., et Rymer, M.J. 2012. Correlation of clayey gouge in a surface exposure of serpentinite in the San Andreas Fault with gouge from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD). *J. Struct. Geol.* **38**: 51-60. doi: 10.1016/j.jsg.2011.11.014.
- Moore, L.N., Daigneault, R., Aird, H.M., Banerjee, N.R., et Mueller, W.U. 2016. Reconstruction and evolution of Archean intracaldera facies: the Rouyn–Pelletier Caldera Complex of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **53**(4): 355-377. doi: doi:10.1139/cjes-2015-0029.
- Morin, D., Jébrak, M., Beaufort, D., et Meunier, A. 1993. Metamorphic evolution of the Late Archean Cadillac Tectonic Zone, McWatters, Abitibi belt, Quebec. *J. Metamorph. Geol.* **11**(1): 121-135. doi: 10.1111/j.1525-1314.1993.tb00135.x.
- Mortensen, J.K. 1993. U–Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda – Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.* **30**(1): 29-41. doi: doi:10.1139/e93-003.
- Mueller, W., et Donaldson, J.A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada - an overview. *Can. J. Earth Sci.* **29**(10): 2249-2265.
- Mueller, W., Donaldson, J.A., et Doucet, P. 1994. Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archean-Kirkland Basin, Abitibi greenstone-belt, Canada. *Precambrian Res.* **68**(3-4): 201-230. doi: 10.1016/0301-9268(94)90030-2.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., et Chown, E.H. 1996. Archean terrane docking: Upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophy.* **265**(1-2): 127-150. doi: 10.1016/s0040-1951(96)00149-7.

- Mueller, W.U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L., et Mortensen, J. 2012. Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River Megacaldera Complex, Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Res.* **214-215**: 1-27. doi: 10.1016/j.precamres.2012.02.003.
- Neumayr, P., Hagemann, S.G., et Couture, J.F. 2000. Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val-d'Or camp, Abitibi, Canada: implications for the evolution of transcrustal, second- and third-order fault zones and gold mineralization. *Can. J. Earth Sci.* **37**(1): 95-114. doi: 10.1139/cjes-37-1-95.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 2005. North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **89**(11): 1547-1591.
- Nuriel, P., Katzir, Y., Abelson, M., Valley, J.W., Matthews, A., Spicuzza, M.J., et Ayalon, A. 2009. Fault-related oceanic serpentinization in the Troodos ophiolite, Cyprus: Implications for a fossil oceanic core complex. *Earth Planet. Sci. Lett.* **282**(1-4): 34-46. doi: 10.1016/j.epsl.2009.02.029.
- Oliver, J., Ayer, J., Dubé, B., Aurbertin, R., Burson, M., Panneton, G., Friedman, R., et Hamilton, M. 2012. Structure, stratigraphy, U-Pb geochronology and alteration characteristics of gold mineralization at the Detour Lake gold deposit, Ontario, Canada. *Exploration and Mining Geology*, **20**: 1-30.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* **100**(1-4): 14-48. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.

- Pearson, V., et Daigneault, R. 2009. An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Res.* **168**(1-2): 66-82. doi: 10.1016/j.precamres.2008.03.009.
- Perrouy, S., Gaillard, N., Piette-Lauzière, N., Mir, R., Bardoux, M., Olivo, G.R., Linnen, R.L., Bérubé, C.L., Lypaczewski, P., Guilmette, C., Feltrin, L., et Morris, W.A. 2017. Structural setting for Canadian Malartic style of gold mineralization in the Pontiac Subprovince, south of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone, Québec, Canada. *Ore Geol. Rev.* **84**: 185-201. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.009>.
- Pilote, P. 2013. Géologie Malartic, 32D01-NE Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. CG-32D01D-2013-01.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V. 2015a. Architecture of the Malartic, Piché and Cadillac groups and the Cadillac Fault: Geological revisions, new dates and interpretations. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. DV 2015-04. p. 37.
- Pilote, P., Lacoste, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V. 2015b. Geology of the Malartic Group and adjacent volcano-sedimentary groups: Overview and outlook. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. DV 2015-06. p. 37.
- Pilote, P., Moorhead, J., et Mueller, W. 2000. Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, ceinture de l'Abitibi - volcanologie physique et évolution métallogénique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 2000-09. 1-20.

- Pilote, P., Scott, C.R., Mueller, W., Lavoie, S., et Riopel, P. 1999. Géologie des formations de Val-d'Or, Héva et Jacola : nouvelle interprétation du Groupe de Malartic. Minsitère de l'Énergie et des Ressources. DV 99-03. p. 52.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone Southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone-belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **26**(12): 2661-2675. doi: 10.1139/e89-226.
- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., et Hodgson, C.J. 2005. Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Econ. Geol.* **100**: pp. 1001–1033.
- Rogers, R., Ross, P.-S., Goutier, J., et Mercier-Langevin, P. 2014. Using Physical Volcanology, Chemical Stratigraphy, and Pyrite Geochemistry for Volcanogenic Massive Sulfide Exploration: An Example from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt. *Econ. Geol.* **109**(1): 61.
- Ross, P.-S., et Bedard, J.H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Can. J. Earth Sci.* **46**(11): 823-839. doi: <http://dx.doi.org/10.1139/E09-054>.
- Ross, P.S., McNicoll, V., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., et Dubé, B. 2011. Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: 2. Origin, geochemistry, and geochronology. *Can. J. Earth Sci.* **48**(4): 757-777. doi: 10.1139/e10-102.
- Scott, C.R., Mueller, W.U., et Pilote, P. 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 223-260. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00011-6.

- Simard, M., Gaboury, D., Daigneault, R., et Mercier-Langevin, P. 2013. Multistage gold mineralization at the Lapa mine, Abitibi Subprovince: insights into auriferous hydrothermal and metasomatic processes in the Cadillac-Larder Lake Fault Zone. *Miner. Depos.* **48**(7): 883-905. doi: 10.1007/s00126-013-0466-3.
- Skulski, T., et Percival, J.A. 1996. Allochthonous 2.78 Ga oceanic plateau slivers in a 2.72 Ga continental arc sequence: Vizion greenstone belt, northeastern Superior province, Canada. *Lithos* **37**(2-3): 163-179. doi: 10.1016/0024-4937(95)00035-6.
- Smith, J.R., Spooner, E.T.C., Broughton, D.W., et Ploeger, F.R. 1993. Archean Au-Ag-(W) Quartz Vein/Disseminated mineralisation within the Larder Lake - Cadillac Break, Kerr Addison - Chesterville System, North East Ontario, Canada, Ontario Geoscience Research Grant Program, Grant No. 364. Ontario Geological Survey. Open File Report 5831. 310 p.
- Thurston, P.C., Ayer, J.A., Goutier, J., et Hamilton, M.A. 2008. Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization. *Econ. Geol.* **103**(6): 1097-1134.
- Tourigny, G., Hubert, C., Brown, A.C., et Crepeau, R. 1988. Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet Mine, Abitibi, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **25**(4): 581-592.
- Tremblay, A., Meshi, A., et Bedard, J.H. 2009. Oceanic core complexes and ancient oceanic lithosphere: Insights from lapetan and Tethyan ophiolites (Canada and Albania). *Tectonophy.* **473**(1-2): 36-52. doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.003.

- Tremblay, A., et Pinet, N. 2016. Late Neoproterozoic to Permian tectonic evolution of the Quebec Appalachians, Canada. *Earth-Sci. Rev.* **160**: 131-170. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.06.015.
- Wakabayashi, J. 2004. Contrasting settings of serpentinite bodies, San Francisco Bay area, California; derivation from the subducting plate vs. mantle hanging wall? *Int. Geol. Rev.* **46**(12): 1103-1118.
- Wang, J.P., Kusky, T., Polat, A., Wang, L., Deng, H., et Wang, S.J. 2013. A late Archean tectonic melange in the Central Orogenic Belt, North China Craton. *Tectonophy.* **608**: 929-946. doi: 10.1016/j.tecto.2013.07.025.
- Watt, J.T., Ponce, D.A., Graymer, R.W., Jachens, R.C., et Simpson, R.W. 2014. Subsurface geometry of the San Andreas-Calaveras fault junction: Influence of serpentinite and the Coast Range Ophiolite. *Tecton.* **33**(10): 2025-2044. doi: 10.1002/2014tc003561.
- Wilkinson, L., Cruden, A.R., et Krogh, T.E. 1999. Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake - Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **36**(4): 627-647. doi: 10.1139/cjes-36-4-627.
- Williams-Jones, A.E., Migdisov, A.A., et Samson, I.M. 2012. Hydrothermal mobilisation of the rare earth elements - a tale of "Ceria" and "Yttria". *Elem.* **8**(5): 355-360. doi: 10.2113/gselements.8.5.355.
- Wyman, D., et Kerrich, R. 2009. Plume and arc magmatism in the Abitibi Subprovince; implications for the origin of Archean continental lithospheric mantle. *Precambrian Res.* **168**(1-2): 4-22. doi: 10.1016/j.precamres.2008.07.008.

Zhang, J., Lin, S.F., Linnen, R., et Martin, R. 2014. Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake Deformation Zone, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Precambrian Res.* **248**: 39-59. doi: 10.1016/j.precamres.2014.04.007.

CHAPITRE 4

4. MODELLING SEISMICALLY-INDUCED MESOTHERMAL GOLDFIELDS ALONG THE DEEP- ROOTED CADILLAC-LARDER LAKE FAULT, ABITIBI, CANADA

Pierre Bedeaux, Silvain Rafini, Pierre Pilote, Réal Daigneault

Accept   par “Geofluids”, Janvier 2018

4.1 Abstract

Gold deposits are not uniformly distributed along major faults due to complex (and long-debated) interactions between seismicity, hydrothermalism and structural heterogeneities. Here, we use static stress modelling (SSM) to quantitatively investigate these interactions, by exploring the role of Cadillac-Larder Lake Fault (CLLF) Archean seismicity in the genesis of the regional goldfields. Various rheological factors are evaluated for optimizing the models' ability to reproduce known gold occurrences, regarded as the fossil primary markers of synkinematic hydrothermal systems. We propose that the marked structural heterogeneities of the CLLF induced persistent seismic segmentation and recurrent ruptures of the same fault windows that arrested on robust node points. These ruptures favour repeated occurrences of seismically triggered hydrothermalism along long-existing fluid pathways having an enhanced permeability, and iterative ore formation into supracrustal discharge zones by means of episodic drops and build-ups of pressure. Two-dimensional SSM permits the predictive mapping of these high-potential zones. These modelled zones correlate positively with the actual observed gold distribution. We demonstrate that: 1) the ruptures along the Joannes segment arresting on the Davidson Fault and Lapa's bend can explain the occurrence and location of the Rouyn and Malartic goldfields; 2) the models' validity is improved by implementing regional geological constraints; and 3) the distant gold occurrences from the CLLF, including the Bourlamaque field, can be explained by doublet seismic events along the Rivière-Héva and Lapaude subsidiary faults. Our results provide new perspectives from both a fundamental standpoint and for exploration purposes.

Keywords: Coulomb static stress change; Aftershock; Seismic doublet; Fluid pathways; Gold mineralization; Cadillac-Larder Lake Fault

Highlights:

- The role of large Archean earthquakes ($M_w \approx 7$) in the genesis of mesothermal goldfields is investigated in southern Abitibi
- Co-seismic fluid-focusing damage zones induced by ruptures of the Cadillac-Larder Lake Fault (CLLF) are simulated using static stress modelling
- Persistent seismic ruptures along the Joannes segment exert a large control on the deposition of the Rouyn and Malartic goldfields
- Seismic doublets along subsidiary faults are shown to be prime factors in generating goldfields geographically distant to the CLLF
- Simulated damage zones correlate well with the distribution of gold deposits and the regional metasomatic footprint

4.2 Introduction

Mesothermal gold deposits are developed by the discrete circulation of mineralized fluid flows that are controlled by structural frameworks (e.g. Groves et al. 1998; Kerrich et al. 2000; Goldfarb et al. 2001; Groves et al. 2003; Dubé et Gosselin 2007). The channeling and concentrating of the fluids are important for gold endowment. The role of fault seismicity in such processes has been discussed over the last three decades (Sibson et al. 1988; Boullier et Robert 1992; Robert et al. 1995; Cox et Ruming 2004; Cox 2016). Yet, quantifying the regional-scale interplay between seismicity, crustal permeability and hydrothermal ore genesis remains an open question requiring multidisciplinary efforts that involve both active and fossil systems. Addressing these issues from a mechanical modelling perspective is particularly challenging in fossil systems due to a lack of quantifiable evidence. The complex distribution of gold deposits along regional-scale faults has long been a major focus for understanding the controls on mesothermal gold mineralization processes (Weinberg et al. 2005; Rabeau et al. 2010; Doutre et al. 2015). Recent studies have shown that the non-uniform distributions of gold endowments are correlated to variations in fault geometry, including deviations from its main trend (Mair et al. 2000; Micklethwaite et Cox 2004; Weinberg et al. 2004). Most faults can be divided into several segments characterized by constant attitude. The segments are separated from each other by bending step-overs, hard links or gaps (Manighetti et al. 2009). These large fault segments play a critical role on seismic behaviour, displacement and failure propagation. Historically, segmentation has been a major focus of seismology for understanding seismic hazards around existing active fault zones. This has produced the

aftershocks theory; this idea involves the geomechanical modelling of static stress changes around a ruptured segment for predictive mapping of co-seismic activity and aftershock triggering zones. The zones are generally referred to as co-seismic damage zones (San Andreas Fault, California : Jaume et Sykes 1992; Stein et al. 1992; King et al. 1994; North Anatolian Fault, Turkey: Stein 1997). The approach has been validated using modern active faults, and the modelled zones correspond to actual aftershock locations 65% to 85% of the time (King et al. 1994; Hardebeck et al. 1998; Bosl 2002).

From a hydrothermal standpoint, damage zones undergo a temporary and dramatic increase in structural permeability related to the opening of fractures networks where aftershocks are triggered (Sibson et al. 1988; Weatherley et Henley 2013). This results in the activation of second-order faults that leads to the draining of deep-seated fluid reservoirs (Etheridge et al. 1983) and a greatly increased hydrothermal circulation (Robert et al. 1995; Cox 2016). The repeated failure of the same fault segment (hundreds to thousands of times), combined with the cyclic draining of pressurized fluids, allows for the iterative enrichment of gold deposits by the repeated circulation of large volumes of metal-rich fluids within a restrained area (Boullier et Robert 1992; Micklethwaite et Cox 2004). From the perspective of gold metallogeny and prospection, predicting the spatial distribution of these potentially auriferous co-seismic discharge zones—by means of a static stress modelling approach as analogous to seismological studies on present-day active faults—is a highly valuable and relevant approach. Micklethwaite and Cox (Micklethwaite et Cox 2004; Micklethwaite et Cox 2006) pioneered this approach by applying it to the analysis of gold deposition near auriferous Archaean faults. They established that the

activation of favourably oriented segments along the Black Flag and Boulder-Lefroy faults, Western Australia, yielded co-seismic damage zones that were positively correlated with gold distribution; these zones include the world-class St Yves and Mt Pleasant deposits. Moreover, Micklethwaite et Cox (2006) suggest that static stress changes from the mainshock combined with doublet aftershocks enhance the precision when delineating damage zones. These studies have focused mainly on the impact of some intrinsic characteristics of the main fault such as its geometry (Mair et al. 2000), permeability (Sheldon et Micklethwaite 2007) and links between segments (Micklethwaite et al. 2015). However, it is likely that the regional geological background (structural framework and lithologies) in the vicinity of the main fault greatly interferes with the co-seismic propagation of stress and strain. This, along with the influence of pre-existing, low-strength regional fabrics on co-seismic stress patterns, remains an unaddressed first-order parameter. Although they exert an important role on the spatial distribution of damage zones, the trends of the primary failing planes at any point near the ruptured main segment have also been given little attention (King et al. 1994). Moreover, the validation of static stress models using ancient fault systems represents a major challenge (Micklethwaite 2010) due to the absence of direct aftershock records. On the other hand, mesothermal gold mineralizations located near fault areas represent reliable markers of seismically triggered fossil hydrothermalism occurring within damage zones. This study thus follows the premise used in previous studies (e.g. Cox et Ruming 2004; Micklethwaite et Cox 2004; Micklethwaite et Cox 2006) that through a classic inverse approach, the validity of various models can be evaluated by comparing the simulated co-seismic damage zones to the spatial distribution of actual goldfields.

This study aims to identify the role of Archean seismicity along the Cadillac-Larder Lake Fault (CLLF) on gold deposition in the Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. Numerical geomechanical modelling is used to establish static stress changes subsequent to mainshocks along the fault. Emphasis is placed on testing the incorporation of regional geological inputs as mechanical and rheological constraints for refining the models.

The CLLF is a 250 km long east-striking structure associated with several clusters of gold deposits, which represent 25% of all gold produced in Canada (Dubé et Gosselin 2007). The Abitibi Subprovince is characterized by numerous anastomosing faults dominated by east- and south-east trends (Desrochers et Hubert 1996; Daigneault et al. 2002). Rabeau (2010) performed pioneer geomechanical modelling attempts in the Rouyn-Noranda region, using a strain propagation approach in a 3D elastic space. Dextral-reverse finite-displacements were applied on a 25 km long portion of the CLLF and subsidiary Wasa Fault, combined to compressive far-field boundaries conditions. Several methodological aspects deeply differ from the present study: the input kinematics combine strain fields related to different tectonic events, with likely different faults deformational regimes, and fluid focussing zones were tracked by mapping high bulk volumetric changes while the present study computes the stress fields applying on fractures in order to track structural permeability enhancement into damage zones. Rafini (2011) modelled damage zones of the CLLF during late dextral strike-slip. The present study builds upon this latter modelling attempt. A century of gold exploration in the region has yielded considerable knowledge regarding the geological framework, including the architecture of major structures and lithologies. Therefore, this environment is well suited for testing the impact

of contrasting lithologies and subsidiary faults on the geometry of stress change following displacement along a main fault such as the CLLF.

4.3 Geological setting and timing relationships between deformation and gold mineralization

4.3.1 Regional geology

The Abitibi Subprovince is an Archean greenstone belt dominated by volcano-sedimentary rocks and sedimentary basins intruded by several types of granitoid rocks (Figure 4.1). The Southern Volcanic Zone of the Abitibi Subprovince (Chown et al. 1992) is separated from the Pontiac Subprovince to the south by the CLLF. The Pontiac Subprovince is mainly composed of sedimentary and granitoid rocks. The CLLF can be separated into several 30–40 km long segments of constant attitude although having geometric variations (azimuth, dip) between them (see Wilkinson et al. 1999; Bedeaux et al. 2017 for details). Tips between segments include abrupt and gentle bends as well as hard links such as second-order faults (Figure 4.1).

The Abitibi and Pontiac subprovinces have experienced prolonged deformational events and are characterized by highly developed structural features. Rock assemblages are tilted prior to ductile deformation events (Dimroth et al. 1983b; Wilkinson et al. 1999). Although there is no consensus in the interpretation of the structural evolution of the study area, it is commonly accepted that a major N–S shortening event was responsible for most of the finite deformational framework. This was followed by a dextral strike-slip along east-striking faults during a subsequent NW–SE shortening (e.g. Robert 1989; Wilkinson et

al. 1999; Zhang et al. 2014a; Lafrance 2015; Bedeaux et al. 2017). Most of the contacts between rock groups have been activated as first- and second-order faults (Dimroth et al. 1983b; Desrochers et Hubert 1996), as illustrated in Figure 4.2. Rocks are affected by a predominantly east-striking vertical foliation related to shortening. Regional metamorphism is mostly at a greenschist grade, but ranges locally from sub-greenschist to amphibolite facies (Dimroth et al. 1983a; Powell et al. 1995). This metamorphism grade is consistent with the lower levels of a seismogenic crust (Sibson et al. 1988). The exposed portion of the CLLF experienced a frictional rheological mode and seismic cyclic activations that appear to have been simultaneous with more viscous, probably aseismic, deformational modes (ductile creep). This transitional rheological context, which was contemporary to gold deposition, is supported by field evidence including brittle–ductile auriferous faults (with low-T mylonitization) as well as cross-cutting relationships between pure tensile gold-bearing veins and ductile features (folding on various scales and boudinage). The cyclic deformational mode is convincingly indicated by the heterogeneous distribution of fluid inclusions in quartz veins (Boullier et Robert 1992) and the ubiquitous occurrence of crack-and-seal textured veins. The successive mineral ribbons in these veins reflect stress and fluid pressure fluctuations as well as repeated opening and precipitation/closure stages induced by seismic cycles (Robert et al. 1995; Neumayr et al. 2007).

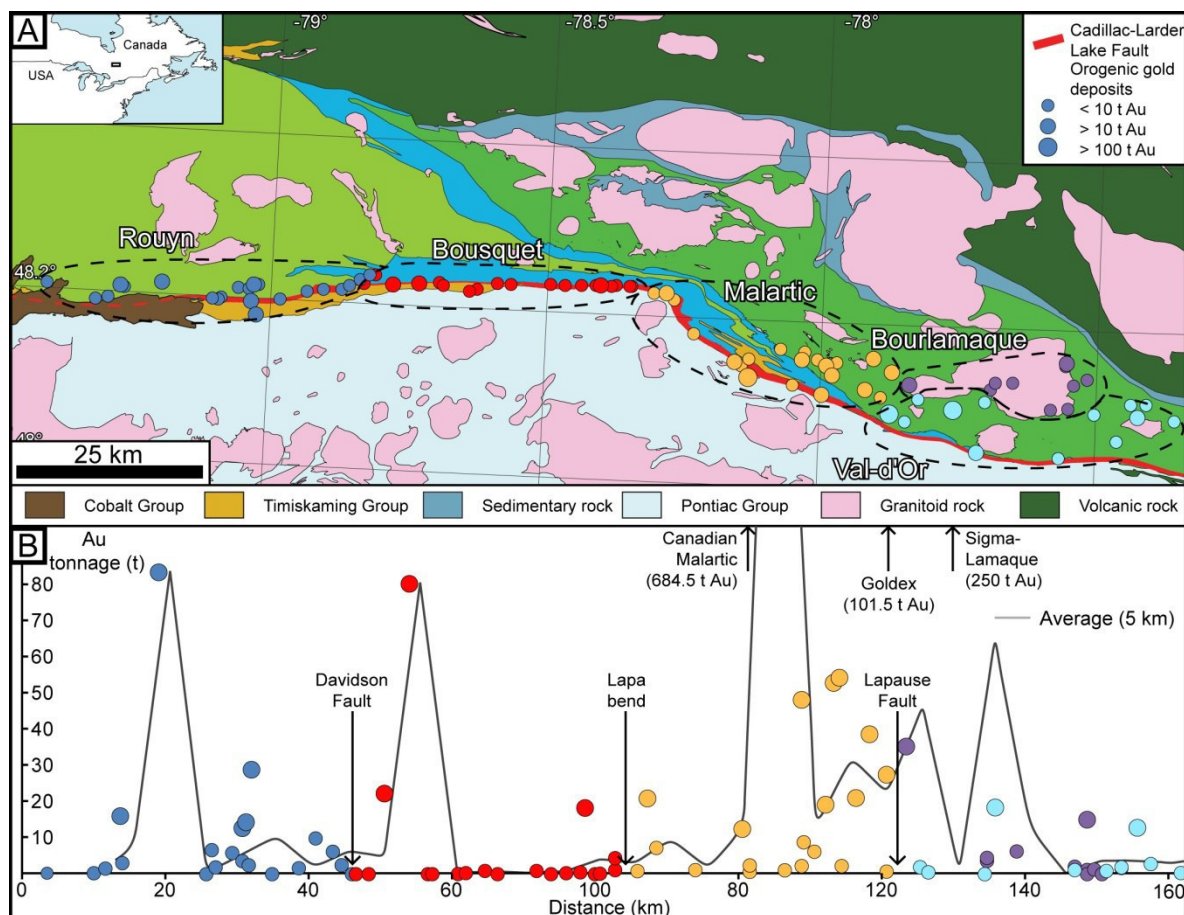


Figure 4.1: A) Geological map of southern Abitibi showing the distribution of mesothermal gold deposits and goldfields. Colour of dots reflects the typology of deposits according to Rafini (2014). B) Longitudinal distribution of gold deposits and goldfields with their respective tonnage..

4.3.2 Relationship to mineralization

The CLLF contains many gold deposits distributed mostly in clusters that are historical mining districts, most notably the Val-d'Or, Malartic and Kerr Addison districts (Dubé et Gosselin 2007). Spatially, they are located next to the CLLF, but not directly upon the fault, and correlate with the major structural segments as described in Bedeaux et al. (2017). Smaller gold deposits also occur along the fault but remain marginal compared to the tonnage found in the clusters (Figure 4.1b). Rafini (2014) pointed out in his metallogenic synthesis of the CLLF that these clusters regroup gold deposits having similar

characteristics in regards to sulphides abundance and type, alteration and vein paragenesis as well as orebody shape (see Bedeaux et al. 2017 for the English version). This typology of deposits showed the existence of “metallogenic fields” along the CLLF. Several deposits highlight the various parameters, originating either locally or distally, that influenced the deposits. These parameters include fluid origin and chemistry (Neumayr et al. 2000; Simard et al. 2013), contribution of magmatism (De Souza et al. 2015), host rock geochemistry (Beaudoin et Pitre 2005), pervasive primary permeability and the local structural framework (fracture-related permeability, rheological contrasts and dilation, Neumayr et al. 2000).

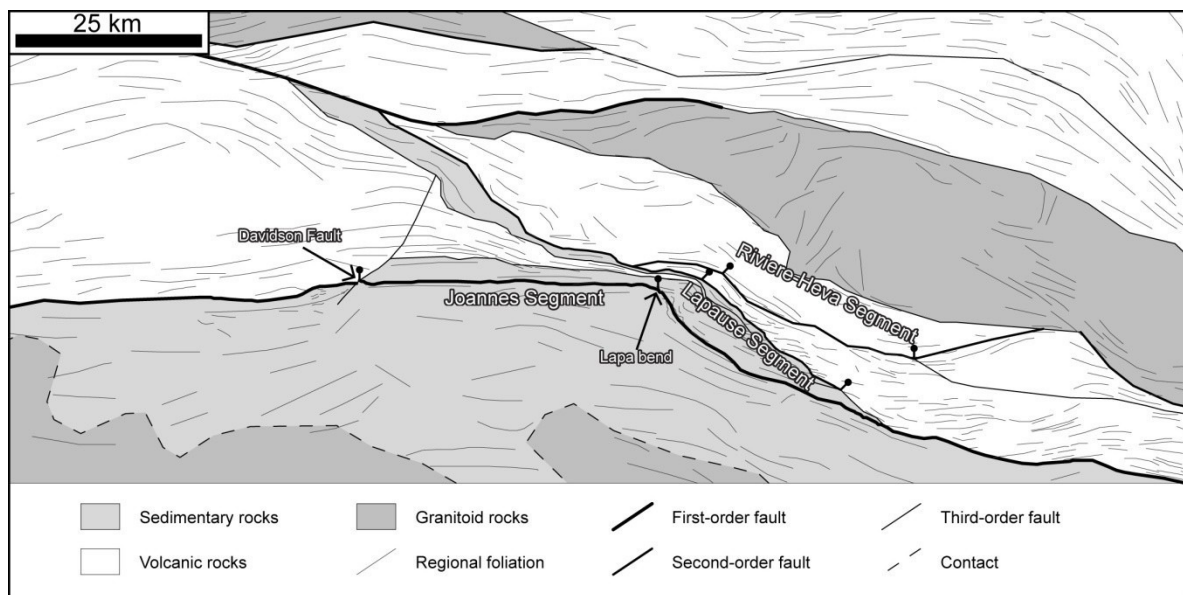


Figure 4.2: Schematic representation showing the distribution of rock types and the model geometry used in UDEC and failing fault segments.

Great effort has been made to place a date on gold mineralization, especially the timing of deformation. At a district scale, gold mineralization appears to have occurred over several events (Claouelong et al. 1990; Corfu et Davis 1991a; Claouelong et al. 1992;

Couture et al. 1994). Hydrothermalism was globally active over a long period (tens of millions of years), exceeding the duration of deformation (Kerrick et Kyser 1994). Still, several authors suggest that a dominant gold deposition event is associated with the late NW–SE shortening event (Jébrak et al. 1991; Smith et al. 1993; Neumayr et al. 2000; Ispolatov et al. 2005; Robert et al. 2005; Lafrance 2015) expressed predominantly as a dextral strike-slip.

4.4 Theoretical background and methodology

Several models were created to assess the impact of: 1) the subsidiary fault framework surrounding the CLLF, 2) the pre-existing structural fabrics such as the ubiquitous regional penetrative foliation, 3) the rheological contrasts between lithological units and 4) the doublet aftershocks.

4.4.1 Segmentation

During an earthquake, the propagation of slip from the epicentre throughout the rupturing fault window is extremely sensitive to the geometry of the fault (Manighetti et al. 2009). Slip is confined to major segments having consistent geometry and it diminishes drastically approaching the tips (Nixon et al. 2014). Major segments can also be identified using the slip distributions of modern active faults (Manighetti et al. 2009). Tips of segments occur as either soft links (i.e. gaps or step-overs) or hard links (changes in orientation of fault trace, connecting faults, ramps). During the seismic activation of a fault, these terminations can act as barriers—or rupture arrest points (Peacock 1991; Manighetti et al. 2009)—especially if the termination is a misoriented feature or denotes an abrupt

change in geometry. A strong rupture arrest point will therefore recurrently restrain slip propagation and influence static stress distribution and the aftershock location. This will also focus hydrothermal pathways over specific damage zones allowing iterative gold endowment and the formation of deposit clusters. At the scale of the fault, the numerous gold deposit clusters will be related to the repeated failure of several segments (Micklethwaite et Cox 2006).

4.4.2 Static stress changes and the Coulomb criterion

Following a major rupture, the distribution of elastic strain is drastically modified around the displaced fault segment. Corollary changes in stress fields bring some regions closer to a critical failure state, which become the loci of co-seismic activity, episodic hydrothermal pathways and discharge zones (Micklethwaite et Cox 2004; Micklethwaite et Cox 2006), while other regions are seismically silent. Geomechanical numeric codes permit to simulate, at any point in the model, these static stress changes, induced by a sudden displacement, onto a given segment of a main fault and to calculate the associated changes in the Coulomb failure stress (e.g. King et al. 1994; Stein 1997).

The Coulomb-Navier failure criterion is a common empirical measure of the static frictional strength of a fracture. The Coulomb failure stress (CFS) is given by:

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu(\sigma_\beta - p) \quad (1)$$

where σ_f is the change in CFS, τ_β the change in shear stress, σ_β the change in normal stress, p is the fluid pressure and μ is the friction coefficient. We use the convention that compression stresses are positive. It is a common approximation that after a seismic

rupture, the fluid pressure at any nearby location is not connected to far field conditions, but rather it is a fraction of normal stress (Bosl 2002; Hughes et al. 2010). This theory is referred to as the undrained crust hypothesis, which essentially relies on the fact that static stress transfer is much faster than pore pressure diffusion. This is expressed through the empirical Skempton coefficient B :

$$B = p/\sigma_{\beta} \quad (2)$$

where equation (2) can now be written:

$$\sigma_f = \tau_{\beta} - \mu'(\sigma_{\beta}) \quad (3)$$

where

$$\mu' = \mu(1-B) \quad (4)$$

The Skempton coefficient tends toward 1 when the angle between signal and the fracture network decreases (Beeler et al. 2000). The value of μ' is expected to range from 0.2 to 0.8 (Wang 1993; King et al. 1994; Stein 1997; Toda et al. 1998; Micklethwaite et Cox 2006).

4.4.3 Doublet

Major tremors are followed by numerous aftershocks that decrease in intensity over time. Aftershocks having a magnitude roughly similar to the mainshock are designated as doublets. The segment triggered by this aftershock will in turn influence the local stress field. Thus, the Coulomb stress field can be considerably modified in areas situated far from the mainshock location. An earthquake can be considered a doublet aftershock if (Lay et Kanamori 1980; Daniel 2007; Gibowicz et Lasocki 2007): 1) the segment experiencing the aftershock is located inside the damage zone related to the mainshock, 2) the two

earthquakes have similar magnitudes, 3) they have close spatial relationships and 4) both have close temporal relationships.

4.4.4 The numerical code

The geomechanical simulations were carried out using the UDEC code (Universal Distinct Element Code, Cundall 1980), a finite element code that has the singular ability to interactively simulate internal block deformations as well as displacements along discontinuities that separate these blocks. Although it was developed for engineering purposes, its application to geological problems has proved successful (Holyland et Ojala 1997; McLellan et Oliver 2008). The 2D model is divided into blocks separated by rheological boundaries that allow the representation of regions having various mechanical properties and discontinuities such as faults and contacts. Internal boundary initial conditions are a displacement imposed on the failing fault segment, while far-field boundaries are free. In other words, these conditions are strain-only and there is no stresses applied to the system. The influence of the regional stress state hence is not considered, for the purpose of investigating the co-seismic-only stresses and elastic strain, i.e. exclusively those propagating from the rupturing segment. Implementing any regional stress field indeed is not relevant to co-seismic stress propagation modelling at this stage: either the regional stress field would be presumed initially homogeneous into the entire domain, which implies no relative impact on the results, or the time-dependant and heterogeneous modifications of the stress tensor during the seismic loading-discharge cycle in the vicinity of the fault are modelled, which is a non-valuable increase of complexity and uncertainty to the scope of this study.

Static stress modelling is a relatively straightforward method where stress and strain are calculated at any point from the derivative of the displacement field u_{ij} converted into the elastic strain field ϵ_{ij} :

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial u_j} + \frac{\partial u_j}{\partial u_i} \right) \quad (5)$$

and then into the stress field σ_{ij} by means of the elastic constitutive law (Hooke's laws):

$$\sigma_{ij} = 2G\epsilon_{ij} + \lambda\delta_{ij}\epsilon_{kk} \quad (6)$$

where λ and G are the Lamé coefficient (Pa) and the shear modulus (Pa), respectively. The symbol δ_{ij} represents the Kronecker delta, which is 0 or 1 if $i = j$. Finally, the resulting stress field is converted into forces applied at each node of the spatial discretization, from which the next-step displacement field is calculated using Newton's laws.

Finally, the assumption of elastic-only rheological mode into the blocks is a common and consensual first-order approximation (Micklethwaite et Cox 2004; Micklethwaite et Cox 2006), highly suitable for the purposes of this modelling. Implementing elasto-plastic deformational mode would increase complexity and require additional, weakly constrained, rheological parameters, inducing a barely calibrated, and incidentally low (from our testing) influence on the results, then increasing uncertainty in a non-valuable fashion.

4.4.5 Geomechanical parameters

Coulomb stress changes during the failure of the CLLF was modelled in several stages, from simple to more complex and multiparameter model configurations by incrementally including the various geomechanical parameters (Table 1). The simplest

model includes only the CLLF (model 1). A structural framework is then added (model 2.a), followed by the integration of failure planes having variable orientations (model 2.b). The influence of potential doublets is finally considered (models 3 and 4). At each stage, the vertical, east-striking Joannes segment is triggered during the mainshock. This segment was chosen because of its homogeneous geometry and its optimal orientation with respect to the late NW–SE shortening deformation event. Moreover, the segment is clearly delimited by the Davidson Fault to the west and the abrupt bend of the CLLF to the east. Both features constitute well defined and highly plausible rupture arrest points. The Joannes segment is also located between the Rouyn and Malartic districts, two well-documented areas after decades of exploration. This 41 km long segment is expected to experience earthquakes having a 6.6 to 7.0 magnitude associated with 1.4 m maximum lateral offset based on the log-normal empirical relationships established between the earthquake magnitude, the length of the ruptured segment and the offset (Figure 4.3; Wells et Coppersmith 1994; Mai et Beroza 2000; Wesnousky 2008; Leonard 2010).

In each model, blocks are assigned geomechanical properties corresponding to their dominant lithology (sedimentary, volcanic or granitoid rocks). These are based on the abundant experimental data available in the literature (Birch 1966; Goodman 1989; Bass 1995; Pusch 1995). Block boundary properties are also determined according to their structural nature: major faults, second-order faults, third-order faults or simple contacts (Figure 4.2). Such a hierarchical assignment of properties is designed to depict the actual relative importance of every contact in the deformational framework, based on an extensive knowledge of the field area obtained over several decades of observations in southern

Abitibi (Dimroth et al. 1983b; Robert 1989; Wilkinson et al. 1999; Zhang et al. 2014a; Lafrance 2015; Pilote et al. 2015a; Pilote et al. 2015b; Bedeaux et al. 2017).

Table 4.1: Parameters of each model and related segments

Model	Failing segment	Failing plane	Architecture
Model 1	Joannes	N090	CLLF only
Model 2.a	Joannes	N090	Southern Abitibi
Model 2.b	Joannes	Regional foliation	Southern Abitibi
Model 3.a	Lapause	N090	Southern Abitibi
Model 3.b	Lapause	Regional foliation	Southern Abitibi
Model 4.a	Rivière-Héva	N090	Southern Abitibi
Model 4.b	Rivière-Héva	Regional foliation	Southern Abitibi
Segment	Length (km)	Max D (m)	Average D (m)
Joannes	41	1.4	1.04
Lapause	24	0.8	0.58
Rivière-Héva	29	1.0	0.70
Rock type	Density (kg/m³)	Bulk modulus (Pa)	Shear modulus (Pa)
Volcanite	2700	4.00E+10	3.00E+10
Granitoid	2650	4.90E+10	2.75E+10
Sedimentary	2850	2.50E+10	2.50E+10
Boundary type	Normal stiffness (Pa/m)	Shear stiffness (Pa/m)	
Failing CLLF segment	2.20E+06	5.00E+04	
CLLF	4.40E+08	5.00E+07	
Major fault	2.00E+09	1.00E+09	
Minor fault	1.00E+10	5.00E+09	
Contact	2.00E+10	1.00E+10	

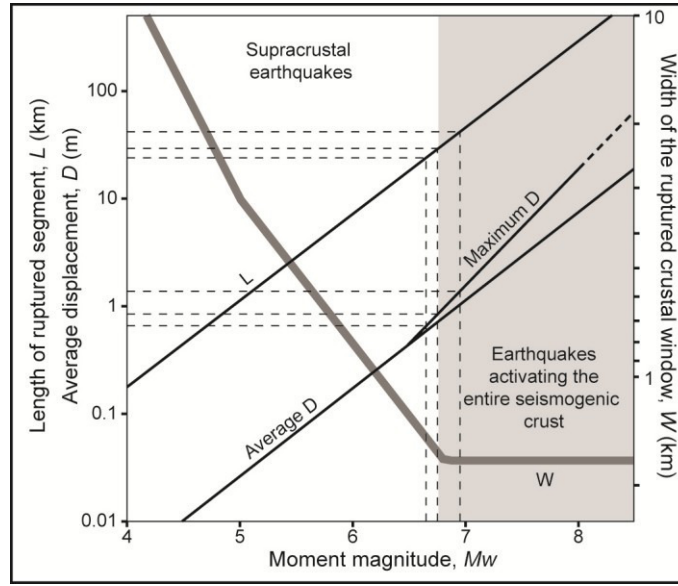


Figure 4.3: Dimensions of the simulated seismic events in comparison to modern earthquakes. Empirical relationships from Wells et Coppersmith (1994) and Leonard (2010). Dashed lines indicate the characteristics of earthquakes modelled in this study.

The CFS may be calculated for any point from the projection of the local stress tensor along the failure plane of interest. Consequently, a critical parameter is the orientation of failure planes, which relies on various structural assumptions. A common assumption is to consider primary failing planes as being oriented optimally at every point of the model to maximize Coulomb stress (King et al. 1994; Hardebeck et al. 1998; Bosl 2002). This means setting the angle of σ_1 as constant and equal to $45 - 0.5 \arctan(\mu)$ (i.e. to 29.5° for $\mu = 0.6$). This method can be suitable if the model includes isotropic rocks having no preferential failure plane and if regional stress tensors are well defined. In the case of the CLLF, the late strike-slip event is related to a general NW–SE shortening event where the exact orientation is not defined. This means that the optimal failure plane orientation can only be estimated, and this estimate can range from $N090^\circ$ to $N120^\circ$ with respect to the σ_1 direction that can range from $N300^\circ$ to $N330^\circ$. An alternative assumption is that pre-existing, low-strength

fabrics preferentially undergo failures. Around the CLLF, such fabric corresponds to the ubiquitous and highly penetrative regional foliation, which is mostly east-striking and globally parallel to bedding and faults (Daigneault et al. 2002; Bedeaux et al. 2017). Its similarity to the optimal orientation makes it a reasonable failure plane alternative, and this is supported by field evidence showing reactivation during late strike-slip events (Neumayr et al. 2000; Bedeaux et al. 2017). Moreover, the existing surface geology in southern Abitibi corresponds to a crustal level close to the one experiencing high-magnitude earthquakes when the CLLF was active. In an initial stage, failure planes were set as east-striking by default. In a second stage, the refinements to the model obtained through implementing foliation fabric orientations at any point was investigated through use of an interpolation of the numerous available foliation measurements (Figure 4.2). For calculating the CFS, a value of 0.4 was used for μ' based on previous modelling attempts (King et al. 1994; Micklethwaite et Cox 2006; Micklethwaite 2010).

The final investigated parameter was the influence of doublet aftershocks. In the vicinity of the CLLF, the Rivière-Héva and Lapause second-order faults are high-potential doublet segments using empirical criteria based on present-day seismic observations: location in a zone of positive CFS change, close proximity to and similar segment length as the Joannes segment experiencing the mainshock. The first segment considered to be able to produce a doublet aftershock is associated with the Lapause Fault, which marks the boundary between sedimentary and volcanic rocks in the eastern part of the CLLF (Figure 4.2). The 24 km long segment trends at 120° and is delimited by an abrupt change in azimuth in the north-west; it intersects the third-order Parfouru Fault in the south-east. Co-

seismic failure along this segment is expected to yield 1.3 m of dextral displacement based on its length (Table 1). The other segment is related to the Rivière-Héva second-order fault, a recently discovered structure in the volcanic rocks of the Malartic Group, which has significant importance in the local stratigraphy (Pilote et al. 2015a; Pilote et al. 2015b). The selected segment strikes 115° to south-east and is bounded on each tip by an abrupt change in azimuth to the east. Its length of 29 km corresponds to a dextral displacement of 1.4 m for one earthquake.

4.5 Results

Static stress change mapping around the CLLF was done by the testing of seven models (Table 1 and Figure 4.2). Three models involve failure on the Joannes segment of the CLLF with extra parameters added. The first model uses only the CLLF. The second model adds the geological and structural frameworks of southern Abitibi, i.e. additional faults, contacts and major lithological assemblages. The third builds on the second model with the addition of variable orientations of the failure planes for CFS calculations. Potential doublets along the Lapause and Rivière-Héva faults were initially tested using the geological and structural frameworks of Abitibi, then again tested with the addition of variable failure plane orientations. Models involving doublets are combined with the CFS calculations from the Joannes segment failure.

4.5.1 Cadillac-Larder Lake Fault failure (model 1)

In the generic model 1.a, including only the CLLF, lobate areas representing positive and negative change in Coulomb stress are distributed in a symmetric pattern, similar to the

results obtained by King et al. (1994). Positive lobes, corresponding to predicted damage zones, are distributed at the tips of the fault failure plane. Negative lobes are located on each side of the Joannes segment (Figure 4.4a). The eastern positive lobe is well developed with an ESE trend, although the W-trending western lobe is less developed.

Model 1.b (Figure 4.4b) incorporates southern Abitibi geological and structural frameworks. Lobes are generally smaller than those within the generic model. The main difference with the first model is that lobe boundaries are heavily influenced by contacts and faults. In addition, lateral positive lobes are absent. The western positive lobe is delimited by the Davidson Fault to the east and covers a larger area than in the generic model. It also extends farther west along the CLLF.

The final model (model 1.c) to represent the main rupture along the Joannes segment displays the most important variations from the classic geometry of Coulomb stress change only when the pre-existing low-strength fabrics are included as the primary potentially failing planes (Figure 4.4c). Taking into consideration the variable orientation of the failure planes induces a locally important increase or decrease of Coulomb stress change. The eastern lobe strikes SE and shows a restricted width and length. It lies close to the CLLF next to the tip of the Joannes segment. The western damage zone is larger than those within the previous models, and is well developed next to the intersection between the Davidson Fault and the CLLF. In contrast with other models, it extends to the south of the CLLF instead of being mostly confined to the north of the fault.

4.5.2 Doublet - Lapause Fault (model 2)

Model 2.a includes the geological and structural framework and generates numerous lateral positive lobes in addition to lobes located at the tip of the ruptured segment (Figure 4.5a). High positive CFS occurs between the Joannes and Lapause segments. The eastern lobe covers a larger area and is east-striking. Lateral lobes are north-striking and are also associated with south-east-striking faults proximal to the Lapause Fault.

Model 2.b involves variable failure plane orientations (not shown). Positive CFS changes are significantly affected by variations in the orientation of the failure planes and are mostly confined to the tip of the segment. The eastern lobe strikes WNW and is developed along the east-striking faults to the north of the CLLF. The western lobe is nearly absent and is confined to the SE-trending section of the CLLF.

4.5.3 Doublet - Rivière-Héva Fault (model 3)

In model 3.a (Figure 4.5b), only the lobes at the tip of the Rivière-Héva segment are developed. The western lobe is east-striking and delimited to the south of the Rivière-Héva Fault and reaches the tip of the Joannes segment. The eastern lobe closely follows the east-striking splay fault of the Rivière-Héva Fault.

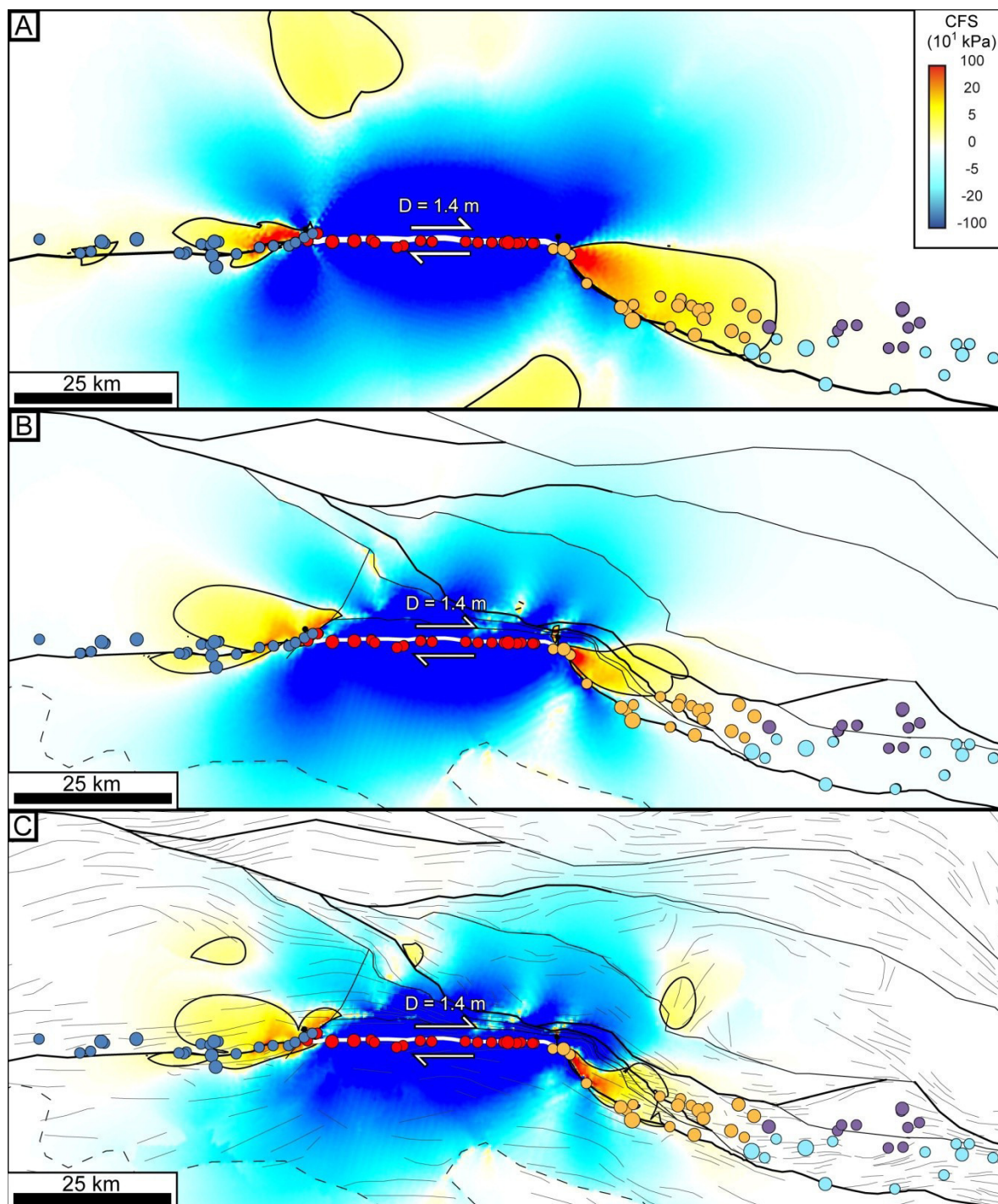


Figure 4.4: Coulomb static stress changes following the rupture of the Joannes segment. A) Model 1.a, includes only the Cadillac-Larder Lake Fault. B) Model 1.b, includes rheological contrasts and the structural framework. C) Model 1.c, same as 1.b but with foliation fabric added as low-strength primary failing planes. Positive lobe boundaries are set at 30 kPa. The circles indicate deposits locations, with colors reflecting the distinct goldfields as explained in Figure 4.1.

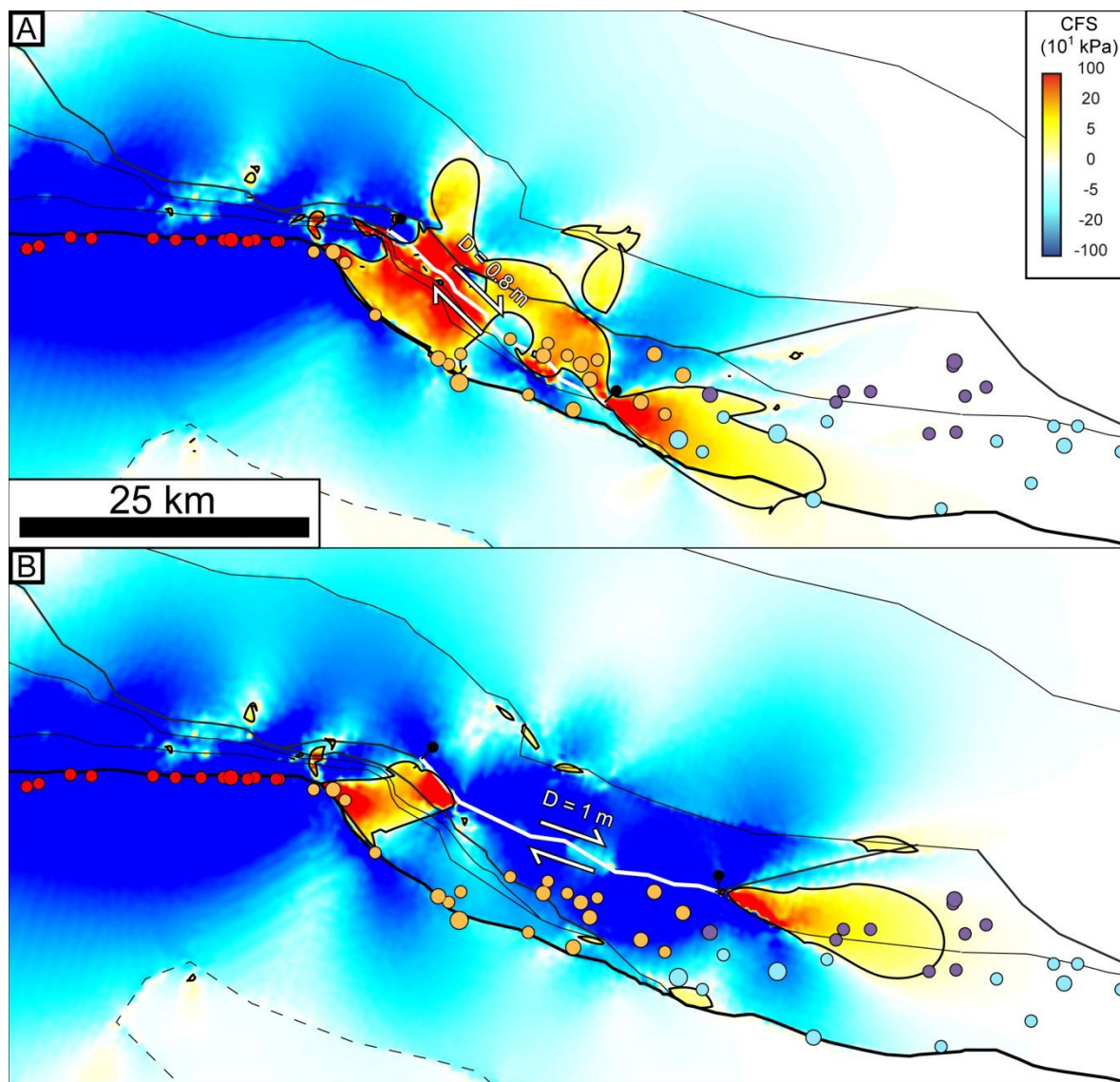


Figure 4.5: Coulomb static stress change best-fit for doublet models 2.a and 3.a. A) Modelling of doublet failure along the Lapause Fault. B) Modelling of doublet failure along the Rivière-Héva Fault using regional geological and structural framework. Positive lobe boundaries are set at 30 kPa. The circles indicate deposits locations, with colors reflecting the distinct goldfields as explained in Figure 4.1.

In the final model, the positive lobe between the Joannes and Rivière-Héva segments is poorly developed and is confined to the SE-trending portion of the CLLF (not shown). The eastern lobe is much more developed and covers the area between both splay faults of

the Rivière-Héva Fault. A N-trending lateral lobe is also well developed from the western tip.

4.6 Discussion

In this section, we review the validity of the method and compare results of models between each other. We also discuss implications for gold metallogeny and exploration in southern Abitibi.

4.6.1 Validation of methods

4.6.1.1 Frequency-magnitude diagrams

Following ruptures in the main fault segment, lower-scale displacement and lower-magnitude seismicity are expected to occur along major adjoining and surrounding fault segments (Stein 1997). Simulations integrating the structural framework partially allow this slip in accordance with the faults' relative importance as determined from field observations. This suggests implicitly that failure conditions are reached on these faults. Displacement fields calculated on contacts in the entire domain following the main rupture are converted to frequency-magnitude profiles by means of classical empirical relationships (Wells et Coppersmith 1994; Leonard 2010). The profiles obtained from simulations are then compared to actual profiles to confirm the mechanical validity of the models (Figure 4.6). Frequency-magnitude profiles are commonly represented by the Gutenberg–Richter relationships:

$$\log N(M_w > m) = a - bM_w \quad (7)$$

where $N(M_w > m)$ is the number of rupture events with moment magnitudes M_w greater than

m , a and b are constants (Sibson 1989; Amelung et King 1997; Micklethwaite 2010). This power law behaviour was shown to be related to elastic interactions within a heterogeneous medium (e.g. Amitrano 2004), with b increasing with heterogeneity. The value of b has been the focus of extensive interest, primarily for seismic hazard prediction, as it was recognized early as a highly sensitive parameter in crustal rheology. At the scale of the fault system, it is expected to vary between 0.6 and 1.2 depending on various factors including temporality relative to the seismic cycle (e.g. Robinson 2004; Micklethwaite 2010; Amitrano 2012; Pailoplee 2017). Other controlling factors are more context-related and are of greater interest in validating our models: the stress regime such as type of fault, depth (Schorlemmer et al. 2005) and the slipping mode—notably the creeping mode which increases b (Amelung et King 1997). We reviewed b values recorded on large transcrustal active strike-slip faults in oblique convergent margins, which may be considered as modern analogues of the Archean CLLF deformations modelled in our study: the San Andreas Fault ($b = 0.86 \pm 0.01$ and $b = 0.72$ Stirling et al. 1996; Bayrak et al. 2002, respectively), the North Anatolian Fault ($b = 0.55$ Bayrak et al. 2002), the Central Japanese Median Tectonic Line ($b = 0.86$ Stirling et al. 1996) and the Sagaing Fault area, Myanmar ($0.5 < b < 0.9$ Pailoplee 2017). Perceptible variations are observed partly due to methodological bias, but recorded b values consistently trend below unity, mostly ranging from 0.5 to 0.9. Simulated profiles display b values ranging from approximately 0.79 to 0.84 (Figure 4.6), which are similar to actual trends, indicating that our models reliably reproduce natural frequency-magnitude distributions for the targeted context. Although this mechanical validation attempt is conclusive, it overrides the temporality of b values when aftershock sequences are compared to historical records. This is an issue requiring a verification in future work.

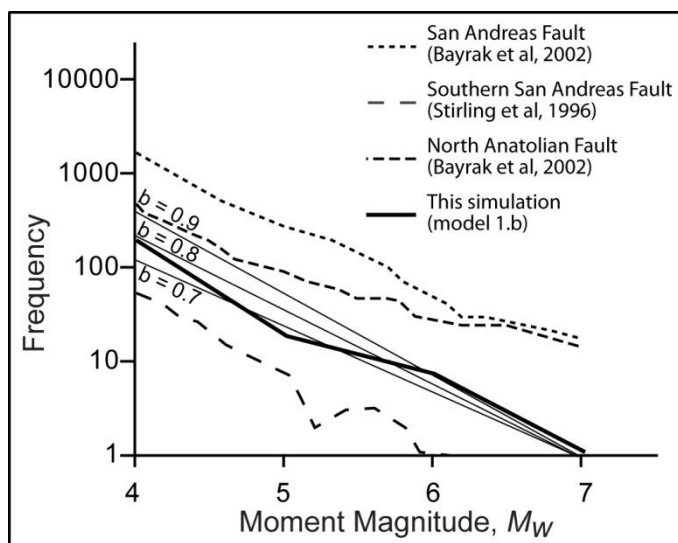


Figure 4.6: Frequency-magnitude plot of aftershocks on inactive segments following failure along the Joannes segment in a model that includes the structural framework of southern Abitibi (model 1.b). Dotted lines show expected frequencies using the Gutenberg–Richter relationship for several b values. Data for active modern settings are from Amelung et King (1997) and Gibowicz et Lasocki (2007) and are adjusted to $M_w = 7$.

4.6.1.2 Correlation with known gold deposits

Gold deposits in southern Abitibi are clustered near the CLLF, forming several goldfields as illustrated in Figure 4.1. Damage zones are identified as a critical control in the generation of gold deposits as it allow sustained fluid flow while allowing precipitation of gold-related minerals (Micklethwaite et Cox 2004; Micklethwaite 2010; Weatherley et Henley 2013). Previous static stress mapping studies in the Archean goldfields in Australia have shown that the clustered distribution of gold deposits along major fault systems can be correlated to positive CFS changes, a proxy for damage zones, following failure along specific fault segments (e.g. Cox et Ruming 2004; Micklethwaite et Cox 2006). In southern Abitibi, exploration for gold deposits has been carried out to various degrees using geological features such as major faults as criteria for gold prospecting. This yielded abundant documentation, sampling and drill hole surveys as shown in Figure 4.7. This

figure displays fewer exploration studies in the Pontiac Subprovince due to a thick glacial overburden and exploration strategies traditionally favouring volcanic rocks that are largely absent south of the CLLF. Only a few, less than a kilometre wide areas have been explored in detail; all correspond to gold deposits and gold mines (i.e. the Joanna gold deposit, Sigma-Lamaque, Canadian Malartic, Lapa and Laronde gold mines). Overall, the known distribution of gold north of the CLLF does not correlate with the intensity of exploration studies. Moreover, these are well-studied regions, as there are no areas lacking in data, as shown in Figure 4.7. As such, the present-day spatial distribution of gold deposits and tonnage can be realistically considered as unbiased indicators of fossil auriferous hydrothermalism north of the CLLF and in its nearby southern vicinity. Thus, these are reliable validation variables for the models.

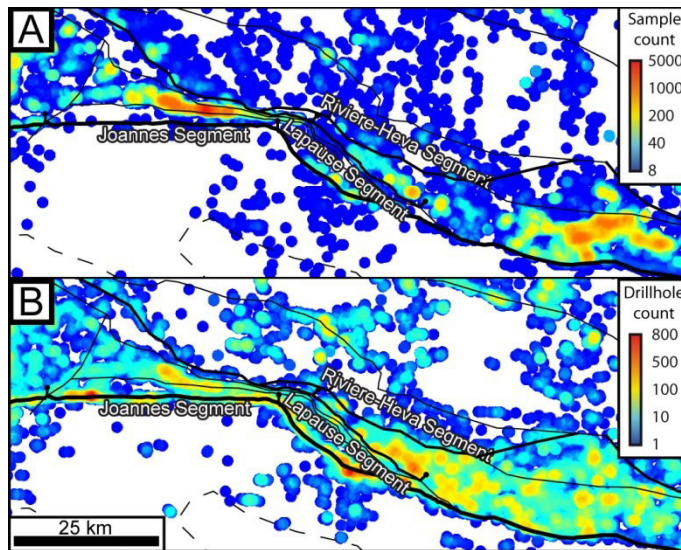


Figure 4.7: Distribution of exploration efforts surrounding the CLLF. A) Grab samples. B) Drill holes. Interpolations use a search radius of 1 km.

Models can be compared in regard to their ability to match the distribution of existing gold deposits and tonnage. For a model to be deemed a good fit, it is expected that damage zones correlate with known gold occurrence. The detailed results of this validation analysis are given in Table 2. Positive CFS changes are considered significant when above 30 kPa (King et al. 1994; Stein 1997).

The Rouyn goldfield is only reproduced by damage zones induced by rupturing of the Joannes segment. In all simulations involving failure of the Joannes segment, 73% of the Rouyn goldfield deposits are successfully predicted as they are correlated to significant positive CFS change. However, models 1.b and 1.c offer a better tonnage correlation, accounting for 48% of the existing tonnage. The Bousquet goldfield is poorly explained by the Joannes segment failure, with only two deposits (11%) located west of the goldfield covered by the damage zones. Such results were expected, as the triggered segment (containing the Bousquet district) experiences an important stress drop following failure (King et al. 1994). In addition, the Bousquet goldfield is located quite distant from doublet segments.

The Malartic goldfield shows a greater variability between models. The model that includes only the CLLF produces a correlation with 90% of existing deposits. On the other hand, the model incorporating the Abitibi structural framework and the doublet aftershock on the Lapause Fault can account for only 67% of existing gold deposits, suggesting these factors are not significantly involved in gold genesis in this area. In all cases, tonnage correlations to damage zones in the Malartic goldfield are markedly low. This is attributed to a bias due to the important proportion of gold contributed by the Canadian Malartic

mine, a dominant intrusion-related deposit accounting for 67.5% of the total Malartic goldfield tonnage. Smaller deposits located over a wide area along the CLLF still occur in positive lobes.

In all three models involving only the Joannes segment, the Bourlamaque and Val-d'Or goldfields remain largely unexplained by static stress changes. Moreover, static stress is expected to be modified only 10–20 km away from the failing segment (King et al. 1994; Micklethwaite et Cox 2006). This means that gold deposits in the Val-d'Or and Bourlamaque districts cannot be explained solely by failure of the Joannes segment as they are too far away from this segment. In the case of the Val-d'Or segment, the doublet failure of the Lapause segment matches 38% of existing gold deposits and 95% of the goldfield tonnage in both models 3.a and 3.b, revealing the importance of this segment for explaining the eastern deposits along the CLLF. More precisely, this doublet rupture corroborates Val-d'Or goldfield's most important deposits such as Sigma-Lamaque, Goldex and Kiena. It is worth noting that the cluster of deposits located near the recently developed Marban deposit is also remarkably well predicted. Doublet rupture along the Rivière-Héva Fault yields damage zones containing 40% of gold deposits in the Bourlamaque district and 50% when the variable orientation of regional foliation is integrated (model 3.b). These results illustrate how the doublet seismic activation of the Rivière-Héva Fault—a subsidiary of the CLLF—extends the influence of the CLLF laterally and permits gold occurrences in the Bourlamaque district despite being located quite distant from the CLLF.

Table 4.2 : Model comparisons according to gold districts related to the Cadillac-Larder Lake Fault. # is the number of gold deposits in the related goldfields covered by damage zones. t Au is the related gold tonnage to these deposits. Damage zones correspond to a positive CFS change threshold equal to 30 KPa.

Model	Activated segment	Rouyn				Bousquet				Malartic				Val-d'Or				Bourlamaque			
		#	(%)	t Au	(%)	#	(%)	t Au	(%)	#	(%)	t Au	(%)	#	(%)	t Au	(%)	#	(%)	t Au	(%)
Cadillac-Larder Lake Fault only	Joannes (1.a)	16	73%	80.2	40%	2	11%	0.0	0%	19	90%	328.1	32%	1	8%	101.5	26%	1	10%	35.3	48%
Southern	Joannes (1.b)	16	73%	96.7	48%	2	11%	0.0	0%	3	14%	29.4	3%	0	0%	0.0	0%	0	0%	0.0	0%
Abitibi	Lapause (2.a)	16	73%	96.7	48%	2	11%	0.0	0%	14	67%	216.7	21%	5	38%	372.4	95%	1	10%	35.3	48%
architecture	R-Héva (3.a)	16	73%	96.7	48%	2	11%	0.0	0%	3	14%	29.4	3%	1	8%	2.0	0%	4	40%	16.5	23%
Regional	Joannes (1.c)	16	73%	96.7	48%	2	11%	0.0	0%	8	38%	738.3	73%	0	0%	0.0	0%	0	0%	0.0	0%
foliation	Lapause (2.b)	16	73%	96.7	48%	2	11%	0.0	0%	7	33%	94.2	9%	5	38%	372.4	95%	0	0%	0.0	0%
	R-Héva (3.b)	16	73%	96.7	48%	2	11%	0.0	0%	3	14%	29.4	3%	0	0%	0.0	0%	5	50%	51.1	70%
Goldfield	-	22	-	200.9	-	19	-	129.5	-	#	-	1013.5	-	13	-	394.0	-	10	-	70.9	-

In summary, the scenario involving the sole failure of the Joannes segment produces a good correlation with deposits in the Malartic and Rouyn districts. However, a combined model that simulates successive rupturing of the Cadillac-Larder Lake, Lapause and Rivière-Héva faults produces the best results for explaining the occurrence of gold in regard to the number of deposits and related tonnage. During a deformational event, faults will be active over millions of years, involving multiple repetitions of displacement during rupture events. Each of these events will trigger neighbouring major and second-order fault segments, including doublet aftershock ruptures on the Lapause and Rivière-Héva faults. Over time, fluid flow will be focused along the same pathways, progressively developing and endowing gold deposits. In southern Abitibi, repeated doublet triggering of second-order faults by mainshocks on the Joannes segment allows gold deposition to occur in areas further away from the CLLF. It is thought possible that some gold deposits were developed by this combination of several failing segments repeated over time. These models demonstrate the significant role of the regional geological framework and orientation of the regional foliation on the spatial distribution of the positive lobes and how doublet aftershocks play a significant role in explaining the location and endowment of existing goldfields.

4.6.2 Hydrothermal fields validation

In a continued effort to constrain the models' validity, this section explores the spatial correlation between hydrothermal fields derived from geochemical and mineralogical data and the modelled damage zones expected to be triggered due to co-seismic permeability enhancement. A critical control for gold precipitation is the destabilization triggered by

wall-rock chemical interactions (Kishida et Kerrich 1987; Couture et Pilote 1993) and by fluid-pressure changes induced by fault cycling (Sibson et al. 1988; Micklethwaite 2010), as explained in section 5.5. Mesothermal gold-bearing fluids are in a geochemical disequilibrium with the host rocks (Weatherley et Henley 2013; Micklethwaite et al. 2015; Cox 2016), resulting in fluid-rock interactions that primarily include transfers of H, C, S elements from the fluid to the wall rock by replacement or mineral precipitation. These exchanges cause substantial hydration, carbonation and, to a lesser extent, pyritization. These common reactions, along with silicification, albitization and potassic alterations, mobilize major cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Si^{4+} , Na^+ , K^+), which are derived either from the *in situ* destabilization of wall rock minerals (e.g. Kishida et Kerrich 1987; Colvine et al. 1988 or from external metasomatic input supplied by the fluids. Finite-state absolute gains and losses therefore provide, to some degree, records of the composition of the hydrothermal fluids that percolated over time. Thus, attempts to identify different signatures of fluids and delineate distinct hydrothermal fields are made possible by calculating multielement mass balances on a regional scale from existing lithogeochemical databases.

Absolute gains or losses of Na and K have been found by Bigot (2014) to bear the highest potential for ore classification in southern Abitibi, since most mesothermal gold deposits exhibit significant enrichments in either Na or K, although rarely both. Carbonatization and silicification, for instance, are ubiquitous in the CLLF's surroundings. Na-K metasomatism is seemingly more limited in space and time and is related to auriferous hydrothermalism. Rafini (2014) mapped Na and K mass balances in the Malartic

and Val-d'Or districts using a compilation of 3488 whole-rock analyses of mafic to felsic igneous rock samples from government (SIGEOM), academic and industry databases. Mass balance calculations use the precursor-modelling method (Trépanier et al. 2016), in which rocks major cation compositions of fresh rock are predicted for each sample using the ratios of immobile elements Al, Ti, Y and Zr based on relationships established by neural networks on a large worldwide reference database of unaltered rocks. This method is analogous to isocons in that immobile elements permit to predict cations gains or losses, yet the precursor – unaltered – rock composition is modelled rather than measured (sampling unaltered rocks is not required). The results (Figure 4.8) suggest logically organized zones that evoke distinct hydrothermal fields, yet their delineation is not straightforward. This is partly due to a highly heterogeneous sampling coverage; a given cell value may correspond to either a single sample or to a predominant trend derived from fifty samples. Moreover, strong local-scale variations are visible that plausibly reflect the superposed footprints of several alteration events associated to the long-lived CLLF hydrothermal system. Notwithstanding these reservations, such analysis of the finite-state metasomatic regional footprint provides a valuable overview of the predominant hydrothermal events. Eastern regions, where structural fabrics (stratification and schistosity) are east-striking, record large-scale Na-K losses along with very strong local-scale K-gain zones; these patterns have been interpreted as representing a volcanogenic footprint (Rafini 2014). It is interesting that this metasomatic pattern changes drastically west of the “axial zone” where structural fabrics shift from E- to ESE-striking. Our numerical simulations predict that the influence of the Joannes segment ruptures ends approximately in this “axial zone” (Figure 4.4). This suggests that fluid flow triggered by persistent rupture arresting at the Lapa bend

would not reach the regions east of the “axial zone”, hence predicting a geographical break in the metasomatic record that is consistent with these observations. This also echoes the fact that Val-d’Or and Bourlamaque goldfields, which are east of the “axial zone”, show apparently distinctive structural characteristics, with the predominance of subhorizontal tensile veins associated with E-W auriferous faults (discussed in Section 5.3). West of the “axial zone”, the presence of distinct ESE-oriented fields north and south of the Lapause Fault is noticeable: the latter exhibits a drastic K-gain corroborated by recurrent microcline occurrences in mineralized rock samples as well as a weaker and less ubiquitous Na-gain. In contrast, the former shows a large K-loss associated with a strong and widespread Na-gain that superposes markedly on deposits where a significant albitization is reported in mineralized veins. These hydrothermal fields match the geometry of the damage zones obtained from our doublet rupture simulations along the Lapause Fault (models 2.a and 2.b, Figure 4.5a). These models predict a dissociation in space and time between hydrothermalism occurring north (deposits proximal to the Marban mine) and south (deposits proximal to Malartic mine) of the Lapause Fault. These models reflect the occurrence of distinct metasomatic signatures along these two areas.

4.6.3 Comparison with other ore-targeting models and limits

This study focused on modelling CLLF seismic activity using existing geological knowledge. In doing so, several assumptions were made that limit our results although they offer potential future research topics. Modelling late strike-slip events ensures that fault geometries remained largely unmodified at a regional-scale. However, the model remains largely dependent on our current knowledge of regional geology, most notably the traces of

faults and their relative importance. In particular, the geometry of southern Abitibi at depth remains largely speculative and will remain an obstacle for precise and representative 3D modelling of fluid circulation and its influence on potential discharge areas. Another critical limitation is the orientation of failure planes. Even if foliation planes surrounding the CLLF are mostly east-striking, variations can still occur at a local-scale along shear zones, contacts and disrupted foliations, which are not accounted for in our interpolation.

Several deposits in the Val-d'Or and Bourlamaque districts (including Sigma-Lamaque), correlating with predicted damage zones, have previously been interpreted as formed during reverse movement on E–W faults associated with N–S shortening (Robert et Brown 1986; Vu et al. 1987; Ferkous et Tremblay 2000). However, faults recorded in these deposits mostly display oblique reverse movements that are compatible with NW–SE shortening (Belkabir et al. 1993; Neumayr et Hagemann 2002), meaning that part of the mineralization in these districts can be related to the late dextral strike-slip deformational event. Moreover, damage zones in Val-d'Or and Bourlamaque districts are triggered by the Rivière-Héva and Lapause Fault, both of which are south-east–striking and steeply dipping. It is thus possible that these two faults were also triggered as dextral-faults during N–S shortening.

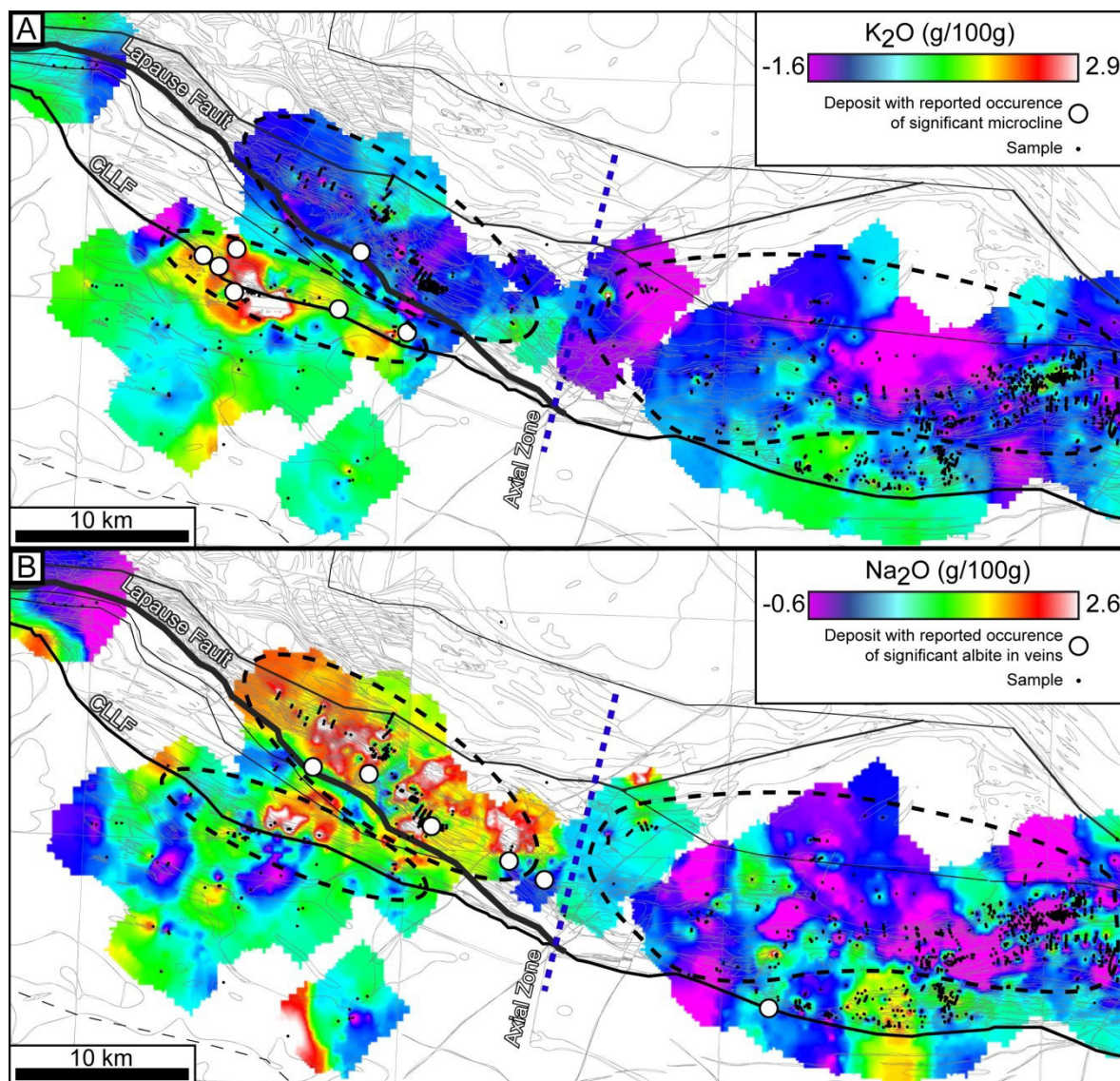


Figure 4.8: Interpolation of K_2O and Na_2O mass balance calculations from the regional lithogeochemistry database for the Malartic, Val-d'Or and Bourlamaque regions. Interpreted distinct metasomatic fields are delineated by dashed lines. Modified from Rafini (2014). Geological map is in the background (SIGEOM database).

The model integrating failures along the main fault, seismic and the regional framework explains very well the distribution of gold deposits in the Rouyn, Malartic, Bourlamaque and Val-d'Or districts. However, the Bousquet district remains largely unrelated to positive CFS changes in a dextral strike-slip fault system. Gold deposits in this

district are distributed more homogeneously along the CLLF, which obviously differ from the other districts into which most of the deposits are in the surroundings of the CLLF. This likely reflects another form of structural control into the Bousquet district, which comforts the hypothesis that the Joannes segment is the rupturing master segment exerting a prevailing control on the formation of goldfields at a regional scale. This also corroborates our results in that no damage zone is generated along the rupturing segment itself, which explains why no deposit form around the fault in the Joannes segment.

4.6.4 Co-seismic release of deep-seated CO₂ reservoirs

In seismically triggered hydrothermal systems, the episodic enhancement of permeability along crustal-scale fault drains creates a transient hydraulic continuity between over-pressured, sub-lithostatic deep reservoirs and, possibly hydrostatic, supracrustal fluids (e.g. Sibson 1992; Micklethwaite et Cox 2006), (Figure 4.9). Supracrustal levels are the locations of orebody formation. In the CLLF area, deep-rooted connections between faults have been tentatively documented (Neumayr et Hagemann 2002; Beaudoin et Pitre 2005). Failure can thus reach deep pressurized reservoirs and release fluid flows through the entire fault system.

Carbon dioxide-rich metamorphic fluids have deep sources originating from crustal devolatilization (likely from tectonically buried carbonate sediments) during prograde metamorphism (Connolly 1997; Phillips et Powell 2010). The presence of CO₂ into gold-bearing fluids, commonly from 5 to 20 mol%, has been reported extensively from fluid inclusions analyses (Kerrick et al. 2000; Ridley et Diamond L.W. 2000; Bateman et al. 2001; Phillips et Powell 2010), including into deposits related to the CLLF (Neumayr et al.

2007; Bedeaux 2012; Gaboury 2013). These fluids are either associated to late orogenic mid-crust reheating or to subduction-related processes and subsequent fluid entrapment in the mantle wedge (Dubé et Gosselin 2007). In the region of the CLLF, it is likely that the abundant CO₂ inflow, reflected by ubiquitous carbonate alterations (e.g. Wilkinson et al. 1999; Neumayr et Hagemann 2002; Zhang et al. 2014b; Jébrak et al. 2017), is supplied by vertical fluid transfers from sub-amphibolite devolatilized Pontiac sediments enrooted at the CLLF's footwall (Figure 4.9), as suggested by the LITHOPROBE profiles (Calvert et Ludden 1999). It is worth noting, however, that both mid-crust and mantle fluid source models are remarkably well supported by present-day observations of crustal fluid transfers following major earthquakes in active convergent zones. Husen et Kissling (2001) and Nippress et Rietbrock (2007) reported the upwelling of a fluid mass and a fluid pressure front, respectively, through the entire crust thickness following major thrust-fault earthquakes in Chile. Miller et al. (2004), Antonioli (2005) and Terakawa et al. (2012) observed that the seismic activation of major faults in Switzerland and Italy consistently triggered the release of entrapped CO₂-rich over-pressured fluids from the base of the seismogenic crust to the upper levels; the poroelastic diffusion of these fronts is considered to be a first-order control on aftershock spatiotemporal sequences. Such cyclic CO₂ pulses agree remarkably well with the genetic model of mesothermal gold deposits, in which veins develop from pulsatile infilling of CO₂-rich multiphase fluids, as well as with the extensive carbonatization associated with fossil hydrothermal gold systems.

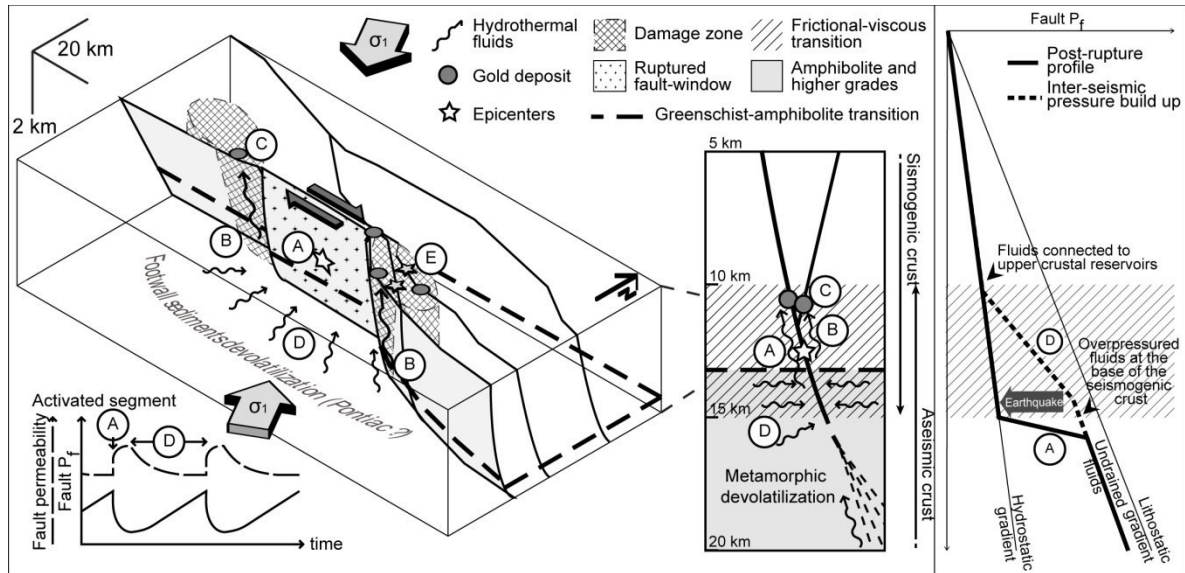


Figure 4.9: Schematic model and sections of the active Cadillac-Larder Lake Fault showing relationships between fault activation, seismicity and fluid flow following failure on the Joannes segment. A) Seismic rupture along the active segment generates an increase in fault permeability and a drop in fluid pressure. B) Upward fluid migration along damage zones. C) Gold precipitation and iterative deposit formation over time. D) Fault permeability closure, pervasive migration of metamorphic and/or magmatic fluids and pressure build-up at the base of the seismogenic crust. E) Doublet aftershock along secondary faults located in the main damage zone.

4.6.5 Multiphase fluid flow and metal deposition

Phase separation likely takes place during hydrothermal co-seismic triggering and the transient upward migration of metamorphic fluids. Phase separation has been proposed a first-order mechanism in mineralization processes related to hydrothermalism (Drummond et al. 1985; Kokh et al. 2016), primarily magmatic-hydrothermal systems (Cloos 2001; Hodkiewicz et al. 2008; Zhu et al. 2011; Weatherley et al. 2013), and mesothermal gold (Hodkiewicz et al. 2008; Zhu et al. 2011; Weatherley et al. 2013). During the seismic cycle, deep-seated fluids undergo a drastic adiabatic depressurization associated to its migration through brittle crustal levels, which triggers phase separation and

the partitioning of a CO₂-rich vapor phase. Experimental works demonstrated that the fluid's CO₂ content exerts a significant control on the temperature and pressure of phase separation (Pokrovski et al. 2014; Kokh et al. 2016), which may hence play a governing role on the depth of gold precipitation. These authors indeed highlighted that CO₂-free fluids would undergo phase separation at higher crustal levels than that commonly reported for mesothermal gold deposits. Pokrovski et al. (2014) advanced from thermodynamic constrains that Au partitions into the vapor phase in the presence of reduced sulfur in acidic-to-neutral conditions, a possible enrichment process associated to phase separation (Kokh et al. 2016). Zevin et al. (2011) demonstrated that the gold solubility in the vapor phase is due to hydrated sulfide complexes, which stability is closely dependent on H₂O partial pressure. In contrast, Hodkiewicz et al. (2008) submitted a possible gold precipitation trigger related to phase separation where the partitioning of reduced gas in the vapor phase modifies the oxidation state of the liquid, which destabilize bisulfide complexes $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ and hence gold solubility. Additionally, as a possible gold precipitation trigger, the partitioning of reduced sulfur in the vapor during phase separation would induce a drop in sulfur fugacity which would also destabilise Au bisulfide species from the liquid. Other recent works have documented the decrease in noble metals solubility as a direct consequence of fluid pressure drop and phase separation (Migdisov et Williams-Jones 2013; Weatherley et Henley 2013).

In this system, the vaporization of fluids induced by pressure drop into damage zones is a plausible process exerting control on Au solubility and gold deposition, possibly involving changes in oxygen fugacity as explained above. It is worth noting that other

parameters have the ability to trigger Au deposition: any change in pH, oxygen, sulfur or hydrogen fugacity related to wall-rock chemical interactions (Kishida et Kerrich 1987; Couture et Pilote 1993) would tend to destabilize gold complexes either from the liquid or vapor phase (e.g. Dubé et Gosselin 2007; Hodkiewicz et al. 2008; Phillips et Powell 2010). Although the detailed distinct implication of these various processes and their interrelationships into the formation of mesothermal gold ore still give rise to discussions, it is likely that several processes rather than a sole are involved at a district scale (Rafini 2014) and even at a deposit scale.

4.6.6 Poroelastic modelling

This study focused on the role of co-seismic static stress changes in the genesis of hydrothermal gold deposition by hypothesizing a role for undrained crust conditions. However, another aspect is the influence of the transient diffusion of fluid pressure triggered by earthquakes. Indeed, seismically triggered fluid circulation is expected to result in marked pore pressure variations that also modify the stress field and the geometry of potential fluid discharge zones. This presumably also triggers aftershocks in areas not experiencing sufficient positive CFS change (Bosl 2002; Miller et al. 2004; Sibson 2007). Such conceptual statements about the co-seismic interactions between an over-pressured diffusive fluid and the triggering of aftershocks are remarkably well corroborated by recent work in seismology. The observation of present-day seismic events from various geodynamic environments demonstrates that the outward propagation of the triggering front from the main rupture zone is governed by the transient diffusion of over-pressured fluid (Shapiro et al. 2003; Miller et al. 2004; Antonioli 2005; Parotidis 2005; Calderoni et

al. 2009; Chiarabba et al. 2009). This was strongly suggested by records of the spatiotemporal propagation of triggering fronts in several present-day seismic events (Umbria earthquake, Italy, 1999; Vogtland swarm, eastern Europe, 2000; Northern Apennines sequence, 2000; Antofagasta earthquake, Chile, 1995). The distance travelled by these fronts exhibits a square root relationship to time, reflecting a classical diffusive law (Shapiro et al. 2003). This indicates that the spatial distribution of aftershocks is at least partially controlled by mid-crustal fluid pressure diffusion. A consequence is that the undrained crust hypothesis, related to the use of Skempton's parameter B (Eq. 2), may not hold on the time-scale of aftershock occurrences (weeks, months...). Static stress transfers are practically instantaneous whereas the fluid pressure relaxation extends over months and clearly reproduces the observed time-decay of aftershocks triggering. As a result, the maintaining of enhanced permeability—and related hydrothermal fluid transfers—near the main rupture zone may actually be the result of coupled effects of purely static stress transfers and stresses related to the transient diffusion of fluid pressure. This is the proper definition of the poroelastic approach (Bosl 2002). Based on the Landers 1992 earthquake dataset, these authors demonstrated that poroelastic models provided stress mapping having a slightly better agreement with real aftershock locations than did the static stress models (87% versus 65% of epicentres were located in positive Coulomb stress change zones). However, due to the configuration of the poroelastic model and the close interactions between both stress propagation mechanisms, the two models displayed strong similarities. To conclude, even though static stress models may explain, to a large extent, the spatial distribution of aftershocks (Micklethwaite et al. 2010), further study should consider

incorporating poroelastic relaxation into the modelling of co-seismic stress mapping in an attempt to better reproduce fossil hydrothermal fields.

4.7 Conclusion

This study proposes a quantitative framework where repeated seismic ruptures of a crustal window recurrently trigger fluid ascent through temporarily permeable damage zones via the breaching of the fluid pressure differential between the deeper and upper crustal levels (Figure 4.9). These zones are located all around the ruptured surface (that extends over the entire seismogenic crust width for earthquakes $M_w > 6$, Leonard 2010). Iterative ore deposition is produced from repeated fluid discharges into the affected areas and is also related to persistent rupturing of the same fault window. This occurs when the fault shows a strong structural segmentation, leading to rupture arrest points on both extremities that remain constant over multiple seismic events. In the Joannes segment, such robust rupture arrest points are the drastic inflexion of the CLLF around the Lapa deposit (east tip) and the early offset on the Davidson Fault (west tip). Our models markedly suggest that these structural barriers are responsible for the formation of goldfields in the Malartic and Rouyn districts.

The influence of various mechanical and rheological factors on the spatial distribution of co-seismic damage zones was also investigated. The role of these factors in co-seismic gold mineralizing processes was evaluated through the ability of the models to corroborate known deposit locations. The models tested in this paper explained the distribution of many gold deposits spatially associated with the CLLF: 60% of all gold

deposits, including 90% and 73% of the Malartic and Rouyn goldfield deposits, respectively, and 48% of the total gold tonnage, including 95% and 71% of Val-d'Or and Bourlamaque goldfield tonnages, respectively. Implementing geological and structural frameworks improves the models' correlation with known gold deposits producing a more detailed delineation of zones of hydrothermalism triggering. Doublet seismic ruptures along second-order faults are shown to be important factors in the genesis of goldfields at distances away from the CLLF. It is shown that the combined seismic events along the CLLF and, alternately, the La Pause and Rivière-Héva Faults, produce extended damage zones, which explain gold deposition in the Bourlamaque, North-Malartic, and Val-d'Or areas, including the Sigma-Lamaque, Goldex and Marban major deposits.

Identified hydrothermalism triggering zones, as predicted by the various combinations of main or doublet rupturing segments, show compelling geographical similarities to hydrothermal fields identified through the analysis of the regional metasomatic footprint using mass balance calculations and mineralogical observations. This provides a first-order, valuable validation of the submitted concepts.

The Malartic and Val-d'Or/Bourlamaque goldfields, i.e. located respectively west and east of an axial "kink" zone where the structural fabric trend change from ESE-WNW to E-W, relate to distinct hydrothermal systems in time and space. This is suggested by the co-seismic damage influence of the Joannes segment rupture ending up at this axial zone. This gives perspective to the fact that Val-d'Or and Bourlamaque goldfields differ from the Malartic goldfield in terms of bulk metasomatic footprint and structural features.

The models are geomechanically validated by calibrating frequency-magnitude seismic distributions of the simulated aftershock sequences with that of actual datasets from analogous active major strike-slip faults such as San Andreas and the North Anatolian systems.

Finally, a likely source of the seismically migrating fluids is the devolatilization of the Pontiac carbonaceous platform that enroots at the CLLF's footwall in supra-amphibolite crustal levels; this matches recent conclusions by Gaboury (2013) and Leventis (2017).

The promoted co-seismic hydrothermal plumbing system was quantified and validated based only on its superior expression. Further work will benefit from the ongoing deep crustal geological acquisition programs (Metal Earth Project) to investigate this model over extended crustal windows owing to reliable constraints on the deep geology of the Superior craton.

4.8 Acknowledgments

This paper forms part of the first author's Ph.D. thesis carried out at the *Université du Québec à Chicoutimi*. The work was supported by *CONSOREM*, the mineral research exploration consortium, which provided financial and logistical support, and by the *Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, Québec, Canada*. The manuscript benefited from comments by Alexander Gysi and an anonymous reviewer. The authors declare that there is no conflict of interest regarding the publication of this paper.

4.9 References

- Amelung, F., et King, G. 1997. Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults. *Geophys. Res. Lett.* **24**(5): 507-510. doi: 10.1029/97GL00287.
- Amitrano, D. 2004. Emerging complexity in a simple model of the mechanical behaviour of rocks. *Comptes Rendus GeoSci.* **336**(6): 505-512. doi: 10.1016/j.crte.2003.11.023.
- Amitrano, D. 2012. Variability in the power-law distributions of rupture events. *European Physical Journal-Special Topics* **205**(1): 199-215. doi: 10.1140/epjst/e2012-01571-9.
- Antonioli, A. 2005. Fluid flow and seismicity pattern: Evidence from the 1997 Umbria-Marche (central Italy) seismic sequence. *Geophys. Res. Lett.* **32**(10). doi: 10.1029/2004gl022256.
- Bass, J.D. 1995. Elasticity of Minerals, Glasses, and Melts. *Dans A Handbook of Physical Constants* (Vol. 2). *Sous la direction de* T.J. Ahrens, AGU. pp. pp. 45-63.
- Bateman, P., Hagemann, S.G., McCuaig, C.T., et Swager, C.P. 2001. Protracted gold mineralization throughout Archaean orogenesis in the Kalgoorlie camp, Yilgarn Craton, Western Australia: structural, mineralogical, and geochemical evolution. *Dans World-class gold camps and deposits in the eastern Yilgarn Craton Western Australia. Sous la direction de* S.H. Hagemann et P. Neumayr et W.K. Witt, Perth, Australia: Geological Survey of Western Australia. pp. pp. 63-98.
- Bayrak, Y., Yilmaztürk, A., et Öztürk, S. 2002. Lateral variations of the modal (a/b) values for the different regions of the world.

- Beaudoin, G., et Pitre, D. 2005. Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d'Or (Canada) orogenic gold vein field. *Miner. Depos.* **40**(1): 59-75. doi: 10.1007/s00126-005-0474-z.
- Bedeaux, P. 2012. Minéralisations et déformation à proximité de la Faille de Davidson, Abitibi, Canada. Unpublished Msc Thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Bedeaux, P., Pilote, P., Daigneault, R., et Rafini, S. 2017. Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada. *Ore Geol. Rev.* **82**: 49-69. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.029>.
- Beeler, N.M., Simpson, R.W., Hickman, S.H., et Lockner, D.A. 2000. Pore fluid pressure, apparent friction, and Coulomb failure. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* **105**(B11): 25533-25542. doi: 10.1029/2000jb900119.
- Belkabir, A., Robert, F., Vu, L., et Hubert, C. 1993. The influence of dikes on auriferous shear zone development within granitoid intrusions - the Bourlamaque pluton, Val-d'Or district, Abitibi greenstone-belt. *Can. J. Earth Sci.* **30**(9): 1924-1933. doi: 10.1139/e93-170.
- Bigot, L. 2014. Typologie des altérations associées aux minéralisations aurifères en Abitibi. 48 p.
- Birch, F. 1966. Compressibility ; Elastic Constants. *Dans Handbook of Physical constants*, revised edition. *Sous la direction de C.S. P.*, GSA Memoir 97.
- Bosl, W.J. 2002. Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.* **107**(B12). doi: 10.1029/2001jb000155.

- Boullier, A.M., et Robert, F. 1992. Paleoseismic events recorded in Archean gold quartz vein networks, Val-d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *J. Struct. Geol.* **14**(2): 161-&. doi: 10.1016/0191-8141(92)90054-z.
- Calderoni, G., Di Giovambattista, R., Burrato, P., et Ventura, G. 2009. A seismic sequence from Northern Apennines (Italy) provides new insight on the role of fluids in the active tectonics of accretionary wedges. *Earth Planet. Sci. Lett.* **281**(1-2): 99-109. doi: 10.1016/j.epsl.2009.02.015.
- Calvert, A.J., et Ludden, J.N. 1999. Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tecton.* **18**(3): 412-429. doi: 10.1029/1999tc900006.
- Chiarabba, C., Piccinini, D., et De Gori, P. 2009. Velocity and attenuation tomography of the Umbria Marche 1997 fault system: Evidence of a fluid-governed seismic sequence. *Tectonophy.* **476**(1-2): 73-84. doi: 10.1016/j.tecto.2009.04.004.
- Chown, E.H., Daigneault, R., et Mueller, W. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **29**: 2211-2225.
- Claouelong, J.C., King, R.W., et Kerrich, R. 1990. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone-belt - constraints on the timing of gold mineralization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **98**(1): 109-128. doi: 10.1016/0012-821x(90)90091-b.
- Claouelong, J.C., King, R.W., et Kerrich, R. 1992. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone-belt - constraints on the timing of gold mineralization - reply. *Earth Planet. Sci. Lett.* **109**(3-4): 601-609. doi: 10.1016/0012-821x(92)90118-f.
- Cloos, M. 2001. Bubbling magma chambers, cupolas, and porphyry copper deposits. *Int. Geol. Rev.* **43**(4): 285-311.

- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M., et Troop, D.G. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario. 139.
- Connolly, J.A.D. 1997. Devolatilization-generated fluid pressure and deformation-propagated fluid flow during prograde regional metamorphism. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* **102**(B8): 18149-18173. doi: 10.1029/97jb00731.
- Corfu, F., et Davis, D.W. 1991. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone-belt - constraints on the timing of gold mineralization - comment. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**(2-4): 545-552. doi: 10.1016/0012-821x(91)90229-b.
- Couture, J.F., et Pilote, P. 1993. The geology and alteration patterns of a disseminated, shear zone-hosted mesothermal gold deposit; the Francoeur 3 Deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. *Econ. Geol.* **88**(6): 1664-1684. doi: 10.2113/gsecongeo.88.6.1664.
- Couture, J.F., Pilote, P., Machado, N., et Desrochers, J.P. 1994. Timing of gold mineralization in the Val-d'Or district, Southern Abitibi Belt - evidence for 2 distinct mineralizing events. *Econ. Geol.* **89**(7): 1542-1551.
- Cox, S.F. 2016. Injection-Driven Swarm Seismicity and Permeability Enhancement: Implications for the Dynamics of Hydrothermal Ore Systems in High Fluid-Flux, Overpressured Faulting Regimes-An Invited Paper. *Econ. Geol.* **111**(3): 559-587.
- Cox, S.F., et Ruming, K. 2004. The St Ives mesothermal gold system, Western Australia - a case of golden aftershocks? *J. Struct. Geol.* **26**(6-7): 1109-1125. doi: 10.1016/j.jsg.2003.11.025.

- Cundall, P. 1980. UDEC, a generalised distinct element program for modelling jointed rock,. U.S. Army Europ. Res. Office and Defence Nucl. Agency, . Contract Rep., DAJA 37-39-C-0548.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H. 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 261-290. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00012-8.
- Daniel, G. 2007. Réponse sismique de la croûte terrestre à un changement de contrainte : application aux doublets de séismes. Thèse de doctorat, Université Joseph Fournier - Grenoble I, Grenoble, France.
- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V.J., Mercier-Langevin, P., Creaser, R.A., et Kjarsgaard, I.M. 2015. Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec. *Geological Survey of Canada. Open File 7852.* p. 113-126.
- Desrochers, J.P., et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **33**(11): 1556-1569.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rochelbau, M. 1983a. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 111: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Can. J. Earth Sci.* **20**: 1374-1388.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rochelbau, M. 1983b. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical mode. *Can. J. Earth Sci.* **20**: 1355-1373.

- Doutre, R., Micklethwaite, S., Kovesi, P., McCuaig, C.T., Ford, A., et Hayward, N. 2015. Multi-Scale Spacing and Endowment of Orogenic Gold Deposits. Asga-Associatif Scientifique Geologie & Applications, Vandoeuvre-Les-Nancy.
- Drummond, S.E., et Ohmoto, H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Econ. Geol.* **80**(1): 126-147. doi: 10.2113/gsecongeo.80.1.126.
- Dubé, B., et Gosselin, P. 2007. Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. *Geol. Assoc. Can., Miner. Depos. Div., Spec. Publ.* **5**: 49-73.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J., et Vernon, R.H. 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorph. Geol.* **1**(3): 205-226. doi: 10.1111/j.1525-1314.1983.tb00272.x.
- Ferkous, K., et Tremblay, A. 2000. An example of synkinematic gold mineralization (Wrightbar), associated with a thrust fault, in the Abitibi Archaen area (Canada). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* **330**(2): 117-123. doi: 10.1016/s1251-8050(00)00113-0.
- Gaboury, D. 2013. Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusions. *Geol.* **41**(12): 1207-1210. doi: 10.1130/g34788.1.
- Gibowicz, S.J., et Lasocki, S. 2007. Analysis of shallow and deep earthquake doublets in the Fiji-Tonga-Kermadec region. *Pure Appl. Geophys.* **164**(1): 53-74. doi: 10.1007/s00024-006-0155-6.

- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., et Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.* **18**(1-2): 1-75. doi: 10.1016/s0169-1368(01)00016-6.
- Goodman, R.E. 1989. *Introduction to Rock Mechanics* (2nd edition). John Wiley and Sons, New York éd.
- Groves, D., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., et Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* **13**: 7-27.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., et Hart, C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* **98**(1): 1-29. doi: 10.2113/98.1.1.
- Hardebeck, J.L., Nazareth, J.J., et Hauksson, E. 1998. The static stress change triggering model: Constraints from two southern California aftershock sequences. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* **103**(B10): 24427-24437. doi: 10.1029/98jb00573.
- Hodkiewicz, P.F., Groves, D.I., Davidson, G.J., Weinberg, R.F., et Hagemann, S.G. 2008. Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia. *Miner. Depos.* **44**(2): 129-150. doi: 10.1007/s00126-008-0211-5.
- Holyland, P.W., et Ojala, V.J. 1997. Computer-aided structural targeting in mineral exploration; two- and three-dimensional stress mapping. *Aust. J. Earth Sci.* **44**(4): 421-432.

- Hughes, K.L.H., Masterlark, T., et Mooney, W.D. 2010. Poroelastic stress-triggering of the 2005 M8.7 Nias earthquake by the 2004 M9.2 Sumatra–Andaman earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* **293**(3-4): 289-299. doi: 10.1016/j.epsl.2010.02.043.
- Husen, S., et Kissling, E. 2001. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile. *Geol.* **29**(9): 847-850. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0847:PFFATL>2.0.CO;2.
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Hamilton, M., et Creaser, R. 2005. Geology, structure, and gold mineralization, Kirkland Lake and Larder Lake areas (Gauthier and Teck townships): Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey. Open File Report 6159. 170p.
- Jaume, S.C., et Sykes, L.R. 1992. Changes in state of stress on the Southern San-Andreas Fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992. *Sci.* **258**(5086): 1325-1328. doi: 10.1126/science.258.5086.1325.
- Jébrak, M., Lebrun, C., André-Mayer, A.-S., et Simard, M. 2017. Native antimony emplaced by methane-rich hydrothermal fluid in an orogenic fault-zone. *Terra Nova* **29**(6): 401-408. doi: 10.1111/ter.12300.
- Jébrak, M., Morin, D., Zadeh, H., Bardoux, M., Goulet, N., et Giguère, C. 1991. Géologie du gisement aurifère de McWatters, région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources. MB 91-12. 119 p.
- Kerrick, R., Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Steven, G., et Yiefei, J. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Sci. In China* **43**: 68 p.

- Kerrick, R., et Kyser, T.K. 1994. 100 ma timing paradox of Archean gold, Abitibi greenstone-belt (Canada) - new evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *Geol.* **22**(12): 1131-1134. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<1131:mtpoag>2.3.co;2.
- King, G.C.P., Stein, R.S., et Lin, J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**: 935-953.
- Kishida, A., et Kerrich, R. 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Econ. Geol.* **82**(3): 649-690. doi: 10.2113/gsecongeo.82.3.649.
- Kokh, M.A., Lopez, M., Gisquet, P., Lanzaova, A., Candaudap, F., Besson, P., et Pokrovski, G.S. 2016. Combined effect of carbon dioxide and sulfur on vapor-liquid partitioning of metals in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* **187**: 311-333. doi: 10.1016/j.gca.2016.05.010.
- Lafrance, B. 2015. Geology of the orogenic Cheminis gold deposit along the Larder Lake - Cadillac deformation zone, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **52**(12): 1093-1108. doi: 10.1139/cjes-2015-0067.
- Lay, T., et Kanamori, H. 1980. Earthquake doublets in the Solomon-Islands. *Phys. Earth Planet. Inter.* **21**(4): 283-304. doi: 10.1016/0031-9201(80)90134-x.
- Leonard, M. 2010. Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **100**(5A): 1971-1988. doi: 10.1785/0120090189.

- Leventis, N.G. 2017. Exploring the source of metals in Archean orogenic gold deposits in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. Msc Thesis, Department of Geological Sciences, Stockholm University.
- Mai, P.M., et Beroza, G.C. 2000. Source scaling properties from finite-fault-rupture models. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90**(3): 604-615. doi: 10.1785/0119990126.
- Mair, J.L., Ojala, V.J., Salier, B.P., Groves, D.I., et Brown, S.M. 2000. Application of stress mapping in cross-section to understanding ore geometry, predicting ore zones and development of drilling strategies. *Aust. J. Earth Sci.* **47**(5): 895-912. doi: 10.1046/j.1440-0952.2000.00814.x.
- Manighetti, I., Zigone, D., Campillo, M., et Cotton, F. 2009. Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults: Implications for earthquake behavior. *Earth Planet. Sci. Lett.* **288**(3-4): 370-381. doi: 10.1016/j.epsl.2009.09.040.
- McLellan, J., et Oliver, N. 2008. Discrete element modelling applied to mineral prospectivity analysis in the eastern Mount Isa Inlier. *Precambrian Res.* **163**(1-2): 174-188. doi: 10.1016/j.precamres.2007.08.018.
- Micklethwaite, S. 2010. Predictability, Unpredictability and Dynamic Fault Behaviour During Epithermal Deposit Formation. James Cook Univ, Townsville.
- Micklethwaite, S., et Cox, S. 2006. Progressive fault triggering and fluid flow in aftershock domains: Examples from mineralized Archaean fault systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* **250**(1-2): 318-330. doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.050.
- Micklethwaite, S., et Cox, S.F. 2004. Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. *Geol.* **32**(9): 813-816. doi: 10.1130/g20559.1.

- Micklethwaite, S., Ford, A., Witt, W., et Sheldon, H.A. 2015. The where and how of faults, fluids and permeability - insights from fault stepovers, scaling properties and gold mineralisation. *Geofluids* **15**(1-2): 240-251. doi: 10.1111/gfl.12102.
- Micklethwaite, S., Sheldon, H.A., et Baker, T. 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. *J. Struct. Geol.* **32**(2): 151-165. doi: 10.1016/j.jsg.2009.10.009.
- Migdisov, A., et Williams-Jones, A. 2013. A predictive model for metal transport of silver chloride by aqueous vapor in ore-forming magmatic-hydrothermal systems.
- Miller, S.A., Collettini, C., Chiaraluce, L., Cocco, M., Barchi, M., et Kaus, B.J.P. 2004. Aftershocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth. *Nat.* **427**(6976): 724-727. doi: 10.1038/nature02251.
- Neumayr, P., et Hagemann, S.G. 2002. Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac tectonic zone, Abitibi greenstone belt, Canada: Relationship to auriferous fluids in adjacent second- and third-order shear zones. *Econ. Geol.* **97**(6): 1203-1225. doi: 10.2113/97.6.1203.
- Neumayr, P., Hagemann, S.G., Banks, D.A., Yardley, B.W.D., Couture, J.F., Landis, G.P., et Rye, R. 2007. Fluid chemistry and evolution of hydrothermal fluids in an Archaean transcrustal fault zone network: the case of the Cadillac Tectonic Zone, Abitibi greenstone belt, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **44**(6): 745-773. doi: 10.1139/E06-130.
- Neumayr, P., Hagemann, S.G., et Couture, J.F. 2000. Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val-d'Or camp, Abitibi, Canada: implications for the evolution of transcrustal, second- and third-order fault zones

- and gold mineralization. *Can. J. Earth Sci.* **37**(1): 95-114. doi: 10.1139/cjes-37-1-95.
- Nippres, S.E.J., et Rietbrock, A. 2007. Seismogenic zone high permeability in the Central Andes inferred from relocations of micro-earthquakes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **263**(3-4): 235-245. doi: 10.1016/j.epsl.2007.08.032.
- Nixon, C.W., Sanderson, D.J., Dee, S.L., Bull, J.M., Humphreys, R.J., et Swanson, M.H. 2014. Fault interactions and reactivation within a normal-fault network at Milne Point, Alaska. *Aapg Bull.* **98**(10): 2081-2107. doi: 10.1306/04301413177.
- Pailoplee, S. 2017. Mapping of b-Value Anomalies Along the Strike-Slip Fault System on the Thailand-Myanmar Border: Implications for Upcoming Earthquakes. *Journal of Earthquake and Tsunami* **11**(2): 13. doi: 10.1142/s1793431116710019.
- Parotidis, M. 2005. Evidence for triggering of the Vogtland swarms 2000 by pore pressure diffusion. *J. Geophys. Res.* **110**(B5). doi: 10.1029/2004jb003267.
- Peacock, D.C.P. 1991. Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *J. Struct. Geol.* **13**(9): 1025-1035.
- Phillips, G.N., et Powell, R. 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *J. Metamorph. Geol.* **28**(6): 689-718. doi: 10.1111/j.1525-1314.2010.00887.x.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V. 2015a. Architecture of the Malartic, Piché and Cadillac groups and the Cadillac Fault: Geological revisions, new dates and interpretations. *Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles*. DV 2015-04. p. 37.

- Pilote, P., Lacoste, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V. 2015b. Geology of the Malartic Group and adjacent volcano-sedimentary groups: Overview and outlook. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. DV 2015-06. p. 37.
- Pokrovski, G.S., Akinfiyev, N.N., Borisova, A.Y., Zotov, A.V., et Kouzmanov, K. 2014. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* **402**(1): 9-70. doi: 10.1144/sp402.4.
- Powell, W.G., Carmichael, D.M., et Hodgson, C.J. 1995. Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **32**: 787-805.
- Pusch, R. 1995. Rock mechanics on a geological base. *Developments in Geotechnical Engineering* **77**: pp. 327-350.
- Rabeau, O. 2010. Distribution de l'or de type orogénique le long de grands couloirs de déformation archéens: modélisation numérique sur l'exemple de la ceinture de l'Abitibi. Unpublished PhD thesis, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada.
- Rabeau, O., Legault, M., Cheilietz, A., Jebrak, M., Royer, J.J., et Cheng, L.Z. 2010. Gold potential of a hidden Archean fault zone; the case of the Cadillac-Larder Lake Fault. *Explor. Min. Geol.* **19**(3-4): 99-116. doi: 10.2113/gsemg.19.3-4.99.
- Rafini, S. 2011. Modélisation de la dynamique sismique de la faille Cadillac – Impact sur la genèse des gisements aurifères orogéniques. Rapport. Projet CONSOREM 2008-01 - Phase III. 35 p.

- Rafini, S. 2014. Typologie des minéralisations aurifères associées à la Faille de Cadillac. Rapport. CONSOREM project reports 2011-01, 2011-02. 45 p.
- Ridley, J., et Diamond L.W. 2000. Fluid chemistry of lode-gold deposits, and implications for genetic models. *Rev. Econ. Geol.* **13**: 141-162.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone Southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone-belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **26**(12): 2661-2675. doi: 10.1139/e89-226.
- Robert, F., Boullier, A.M., et Firdaous, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* **100**(B7): 12861-12879. doi: 10.1029/95jb00190.
- Robert, F., et Brown, A.C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone-belt, Quebec. Part 1. Geologic relations and formation of the vein system. *Econ. Geol.* **81**(3): 578-592.
- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., et Hodgson, C.J. 2005. Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Econ. Geol.* **100**: pp. 1001–1033.
- Robinson, R. 2004. Potential earthquake triggering in a complex fault network: the northern South Island, New Zealand. *Geophys. J. Int.* **159**(2): 734-748. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02446.x.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., et Wyss, M. 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nat.* **437**(7058): 539-542. doi: 10.1038/nature04094.
- Shapiro, S.A., Patzig, R., Rothert, E., et Rindschwentner, J. 2003. Triggering of seismicity by pore-pressure perturbations: permeability-related signatures of the phenomenon. *Pure Appl. Geophys.* **160**(5-6): 1051-1066. doi: 10.1007/pl00012560.

- Sheldon, H.A., et Micklethwaite, S. 2007. Damage and permeability around faults: Implications for mineralization. *Geol.* **35**(10): 903. doi: 10.1130/g23860a.1.
- Sibson, R.H. 1989. Earthquake faulting as a structural process. *J. Struct. Geol.* **11**(1-2): 1-14. doi: 10.1016/0191-8141(89)90032-1.
- Sibson, R.H. 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophy.* **211**(1-4): 283-293.
- Sibson, R.H. 2007. An episode of fault-valve behaviour during compressional inversion? The 2004 M(J)6.8 Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake sequence. *Earth Planet. Sci. Lett.* **257**(1-2): 188-199. doi: 10.1016/j.epsl.2007.02.031.
- Sibson, R.H., Robert, F., et Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geol.* **16**(6): 551. doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0551:harffp>2.3.co;2.
- Simard, M., Gaboury, D., Daigneault, R., et Mercier-Langevin, P. 2013. Multistage gold mineralization at the Lapa mine, Abitibi Subprovince: insights into auriferous hydrothermal and metasomatic processes in the Cadillac-Larder Lake Fault Zone. *Miner. Depos.* **48**(7): 883-905. doi: 10.1007/s00126-013-0466-3.
- Smith, J.R., Spooner, E.T.C., Broughton, D.W., et Ploeger, F.R. 1993. Archean Au-Ag-(W) Quartz Vein/Disseminated mineralisation within the Larder Lake - Cadillac Break, Kerr Addison - Chesterville System, North East Ontario, Canada, Ontario Geoscience Research Grant Program, Grant No. 364. Ontario Geological Survey. Open File Report 5831. 310 p.
- Stein, R.S. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.* **128**: 594-604.

- Stein, R.S., King, G.C.P., et Lin, J. 1992. Change in failure stress on the southern San-Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Lander earthquake. *Sci.* **258**(5086): 1328-1332. doi: 10.1126/science.258.5086.1328.
- Stirling, M.W., Wesnousky, S.G., et Shimazaki, K. 1996. Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike-slip faults: A global survey. *Geophys. J. Int.* **124**(3): 833-868. doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb05641.x.
- Terakawa, T., Miller, S.A., et Deichmann, N. 2012. High fluid pressure and triggered earthquakes in the enhanced geothermal system in Basel, Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **117**(B7): n/a-n/a. doi: 10.1029/2011JB008980.
- Toda, S., Stein, R.S., Reasenber, P.A., Dieterich, J.H., et Yoshida, A. 1998. Stress transferred by the 1995 M-w = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* **103**(B10): 24543-24565. doi: 10.1029/98jb00765.
- Trépanier, S., Mathieu, L., Daigneault, R., et Faure, S. 2016. Precursors predicted by artificial neural networks for mass balance calculations: Quantifying hydrothermal alteration in volcanic rocks. *Computers & Geosciences* **89**: 32-43. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2016.01.003>.
- Vu, L., Darling, R., Beland, J., et Popov, V. 1987. Structure of the Ferderber gold deposit, Belmoral Mines LTD, Val-d'Or, Québec. *CIM Bull.* **80**(907): 68-77.
- Wang, H.F. 1993. Quasi-static poroelastic parameters in rock and their geophysical applications. *Pure Appl. Geophys.* **141**(2-4): 269-286. doi: 10.1007/bf00998332.

- Weatherley, D.K., et Henley, R.W. 2013. Flash vaporization during earthquakes evidenced by gold deposits. *Nature Geoscience* **6**(4): 294-298. doi: 10.1038/ngeo1759.
- Weinberg, R.F., Hodkiewicz, P.F., et Groves, D.I. 2004. What controls gold distribution in Archean terranes? *Geol.* **32**(7): 545-548. doi: 10.1130/g20475.1.
- Weinberg, R.F., Van der Borgh, R., Bateman, R.J., et Groves, D.I. 2005. Kinematic history of the Boulder-Lefroy shear zone system and controls on associated gold mineralization, Yilgarn craton, Western Australia. *Econ. Geol.* **100**(7): 1407-1426. doi: 10.2113/100.7.1407.
- Wells, D.L., et Coppersmith, K.J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**(4): 974-1002.
- Wesnousky, S.G. 2008. Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**(4): 1609-1632. doi: 10.1785/0120070111.
- Wilkinson, L., Cruden, A.R., et Krogh, T.E. 1999. Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake - Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **36**(4): 627-647. doi: 10.1139/cjes-36-4-627.
- Zezin, D.Y., Migdisov, A.A., et Williams-Jones, A.E. 2011. The solubility of gold in H₂O–H₂S vapour at elevated temperature and pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**(18): 5140-5153. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.027>.

- Zhang, J., Lin, S., Linnen, R., et Martin, R. 2014a. Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake Deformation Zone, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Precambrian Res.* **248**: 39-59. doi: 10.1016/j.precamres.2014.04.007.
- Zhang, J., Lin, S.F., Linnen, R., et Martin, R. 2014b. Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake Deformation Zone, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Precambrian Res.* **248**: 39-59. doi: 10.1016/j.precamres.2014.04.007.
- Zhu, Y., An, F., et Tan, J. 2011. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. *Geoscience Frontiers* **2**(3): 367-374. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2011.05.006>.

CHAPITRE 5

5. DISCUSSION

5.1 Introduction

Le présent projet de recherche avait deux buts : A) proposer une évolution structurale de la Faille de Cadillac, et B) tester l'influence de cette évolution sur la distribution des gisements d'or orogéniques qui y sont associés. Dans cette optique, 3 grands objectifs avaient été désignés :

1. Synthétiser les styles structuraux le long de la Faille de Cadillac;
2. Préciser la nature et le rang stratigraphique du "Groupe" de Piché et le replacer dans un contexte d'évolution régional;
3. Tester plusieurs modèles simulant la dynamique sismique de la Faille de Cadillac et une possible corrélation avec la connaissance actuelle de la répartition spatiale des gisements orogéniques.

Les deux premiers objectifs répondent au premier but établi tout en ayant contraint la méthodologie employée pour parvenir au 3ème objectif. De ce point de vue, les résultats de recherches répondent aux objectifs définis. Le troisième objectif a été discuté dans le chapitre 4. Une discussion des deux buts du projet de recherche est présentée ci-dessous et vise également à clarifier le lien entre les différents objectifs.

5.2 Faille de Cadillac : origine, nature et définition

La méthodologie originale consistait à documenter la Faille de Cadillac dans son ensemble mais pour des raisons de conciliation avec un autre doctorat en cours au même moment dans une autre université, l'essentiel de l'étude s'est concentré sur la portion québécoise de la faille ce qui en représente tout de même plus des deux tiers. La

caractérisation des différents styles structuraux a donné lieu au concept innovateur de la segmentation de la Faille de Cadillac. Au regard des précédentes études régionales réalisées, l'identification de segments, correspondant à des structures précoces qui ont été ultimement reliées entre elles, est peut-être la plus grande contribution apportée par cette thèse. Il a ainsi été possible de démontrer que l'évolution de la Faille de Cadillac a été grandement influencée par ces structures précoces (Figure 5.1a). À l'échelle régionale, ce concept et l'interprétation de la Faille de Cadillac qui en découle permettent d'accommoder les variations géométriques observées de la faille.

La caractérisation du Complexe structural de Piché (CSP) est un autre point important apporté par ce projet d'étude qui reflète les conclusions de la synthèse structurale. Le premier aspect est la division en écailles homogènes d'ordre de grandeur similaire aux segments structuraux. Toutes les limites ou jonctions des segments structuraux identifiés coïncident exactement avec des limites d'écailles du CSP. Cela suggère que ces segments ont en partie exercé une influence sur la mise en place de ces écailles. Ces écailles, dont les variations lithologiques correspondent au détachement de matériel provenant de différents niveaux stratigraphiques, peuvent refléter les différentes structures et leurs différentes extensions en profondeur avant une « unification » sous la forme de la Faille de Cadillac (Figure 5.1c). De la même manière, la distribution des bassins sédimentaires de Timiskaming et leur variation géométrique imitent d'une part la segmentation structurale comme illustrée dans le chapitre 2 (Figure 5.1b), mais également la répartition des écailles du CSP. Cette distribution révèle surtout que ces structures précoces ont influencé la mise en place de ces bassins, formant des contextes variés favorables à leur formation, comme en

« pull-appart » pour le bassin de Roc-d'Or dans le segment de Malartic, ou encore en « piggy-back » dans le segment de Rouyn (Figure 5.1b). Dans le segment de Joannes, qui englobe les écaïlles de Joannes et Bousquet, la bande de roches sédimentaires conglomératiques identifiée comme le Groupe de Timiskaming est continu d'une extrémité à l'autre. Cependant, elle change drastiquement d'épaisseur au milieu du segment qui correspond également à la limite entre les deux écaïlles. Il est donc possible que d'autres segments structuraux existent dans la région étudiée et que la distribution des écaïlles du CSP soit un indicateur de ces différents segments.

Ce principe d'héritage de structures précoces renvoie à la définition même de la Faille de Cadillac qui peut être envisagée selon différents points de vue (Figure 5.2). Est-ce (1) la limite entre les sous-provinces de Pontiac et d'Abitibi (valable uniquement à l'Est de Larder Lake), (2) une structure globalement Est-Ouest sans égard aux unités stratigraphiques limitrophes (correspondant à la définition communément acceptée), ou (3) la limite de la Sous-province de Pontiac sans considérer l'orientation de cette limite (en opposition avec la définition historique)? Ces définitions, quoique parfois conciliables, ont toutes leurs limites et aucune ne permet d'englober l'ensemble des variations de la faille d'une façon unie. Elles montrent que le tracé de la Faille de Cadillac n'obéit pas à une définition simple et se présente davantage comme un assemblage de plusieurs tronçons de failles aux caractéristiques différentes. La nature de la faille elle-même varie d'un segment à l'autre, pouvant apparaître comme un simple contact faillé (segment de Bousquet et Val-d'Or), une zone de cisaillement (segment de Malartic) ou encore une zone de déformation parcourue de plus petites zones de cisaillement anastomosée (segment de Rouyn et

extrémité est du segment de Val-d'Or). Il est à noter que cette variation est souvent associée à l'épaisseur de roches ultramafiques dans les écailles du Piché. La complexité et la variation sont probablement à l'origine des nombreuses interprétations, parfois conflictuelles, sur l'évolution structurale de la Faille de Cadillac.

Malgré ces différences et nuances, il est possible de déduire plusieurs caractéristiques générales s'appliquant à l'ensemble de la Faille de Cadillac. Une définition générale de la Faille de Cadillac engloberait les caractéristiques suivantes : 1) une géométrie Est-Ouest avec un pendage très fort à vertical, 2) une dimension crustale au regard des intrusions syntectoniques associées et l'influence sur la sédimentation des bassins de Timiskaming, et 3) le passage d'un régime en compression associé à un raccourcissement N-S (Figure 5.1c) puis à un régime en décrochement dextre associé un raccourcissement NW-SE (Figure 5.1e). Ces caractéristiques vont être nuancées à l'échelle du segment par l'influence héritée des structures précoces.

Malgré ces différences et nuances, il est possible de déduire plusieurs caractéristiques générales s'appliquant à l'ensemble de la Faille de Cadillac. Une définition générale de la Faille de Cadillac engloberait les caractéristiques suivantes : 1) une géométrie Est-Ouest avec un pendage très fort à vertical, 2) une dimension crustale au regard des intrusions syntectoniques associées et l'influence sur la sédimentation des bassins de Timiskaming, et 3) le passage d'un régime en compression associé à un raccourcissement N-S (Figure 5.1c) puis à un régime en décrochement dextre associé un raccourcissement NW-SE (Figure 5.1e). Ces caractéristiques vont être nuancées à l'échelle du segment par l'influence héritée des structures précoces.

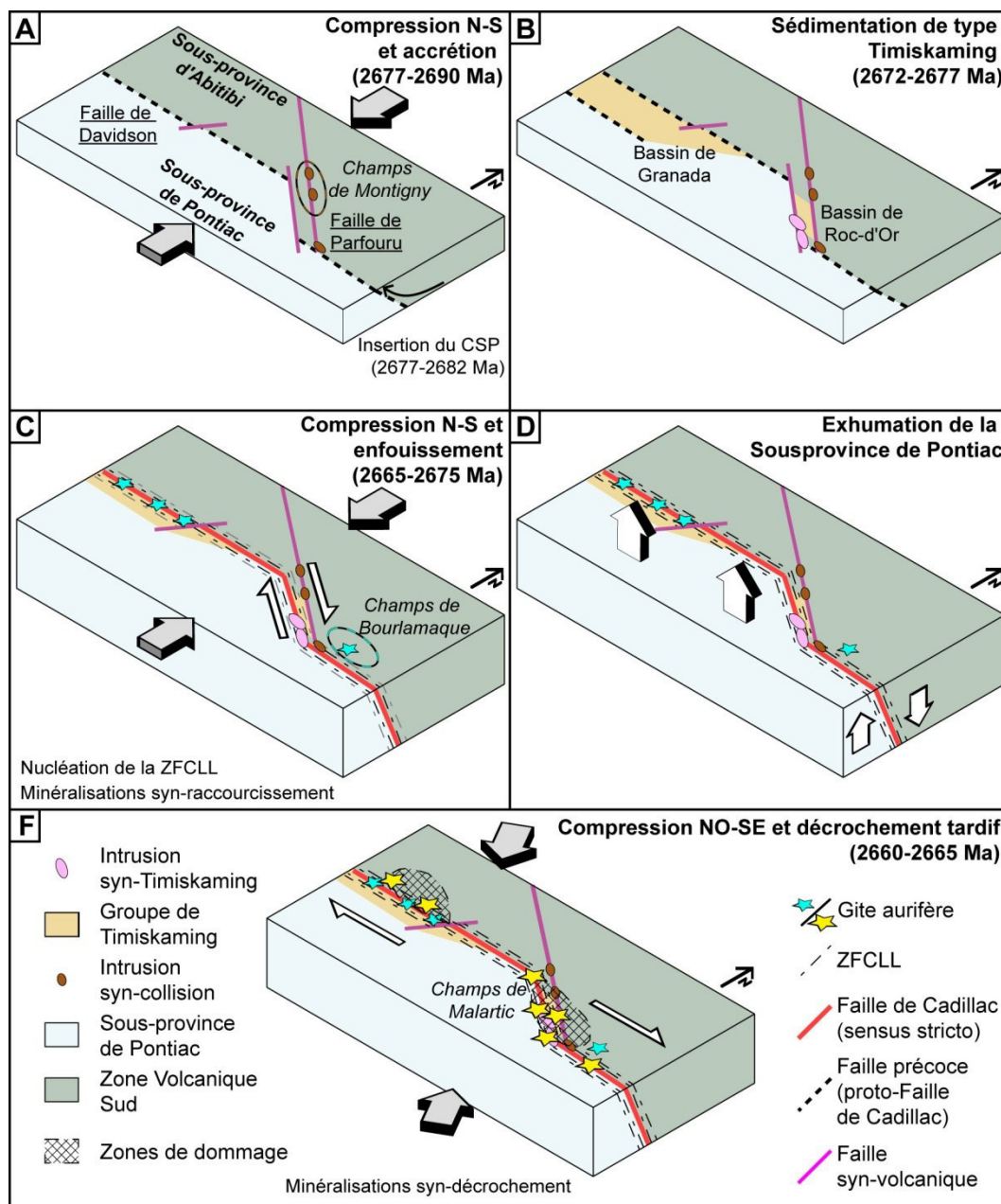


Figure 5.1 : Modèle d'évolution de la Faille de Cadillac. A) Accrétion des sous-provinces de Pontiac et d'Abitibi accompagné de l'insertion d'écaillés du CSP et d'intrusions syn-collision. B) Sédimentation et intrusions syn-Timiskaming contrôlées par les structures précoces (proto-Faille de Cadillac). C) Compression Nord-Sud et enfouissement de la Zone Volcanique Sud et de la Sous-province de Pontiac. Les structures précoces sont ré-activées et agglomérées en la Faille de Cadillac qui acquiert son envergure crustale. La faille devient le lieu de concentration de la déformation ductile et de circulation des premiers fluides minéralisateurs. D) Exhumation de la Sous-province de Pontiac et accolement des faciès métamorphiques amphibolites et des schistes verts le long de la faille. E) Reprise et rotation de la compression générant un décrochement dextre. La circulation hydrothermale se poursuit. Le moment de la mise en place des minéralisations est discuté dans la section 5.5.

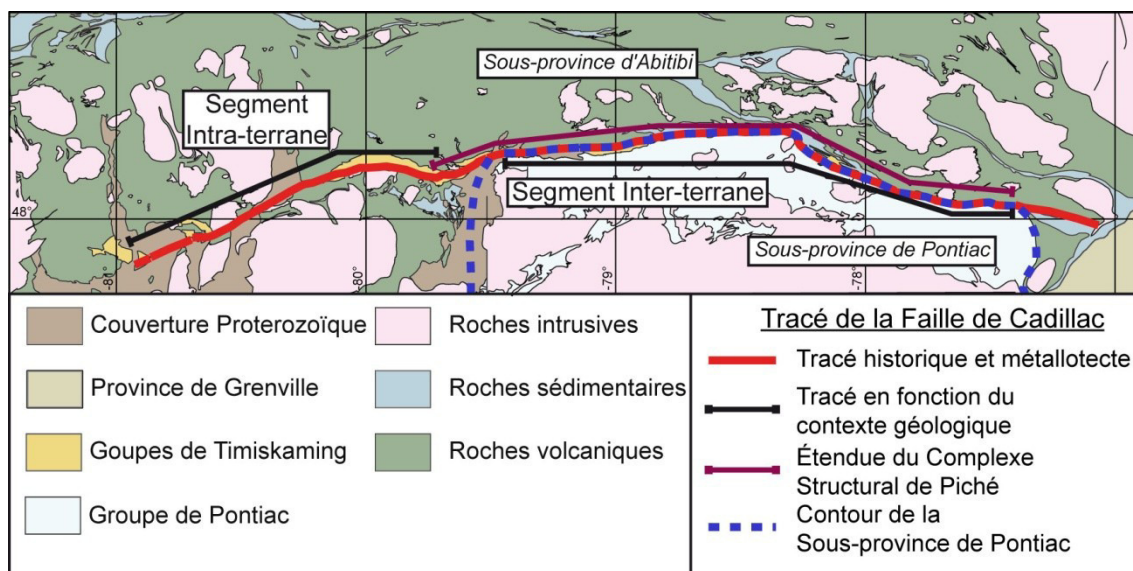


Figure 5.2: Tracés possibles de la Faille de Cadillac en fonction des critères choisis (voir plus de détails dans le texte).

À l'échelle de l'ensemble de la Faille de Cadillac, la plus grande distinction à faire est le changement, majeur, des contextes géologique, structural et par extension, tectonique, au niveau de Larder Lake (Figure 5.2). À l'Est, la Faille de Cadillac marque la frontière entre deux sous-provinces de nature et d'âges différents, accole deux niveaux crustaux différents et son pendage est vers le Nord. À l'inverse, l'Ouest de la Faille de Cadillac délimite deux ensembles volcaniques d'âges similaires, tous deux au faciès des schistes verts, et pend davantage vers le Sud. Ici encore, cela signifie que certaines interprétations sont valides avec l'une des deux parties de la Faille de Cadillac mais difficilement conciliables avec l'autre partie (Mueller et al. 1996; Ayer et al. 2002; Daigneault et al. 2002; Benn et Peschler 2005; Bleeker 2015). De ce point vue, il est envisageable que la Faille de Cadillac, dans sa désignation historique, soit un assemblage composé de deux grands tronçons (Matachewan-Larder Lake et Larder Lake-Val-d'Or) ayant été combinés au cours de leur évolution. Un bon exemple de cette évolution synchrone, mais partitionnée, est l'événement d'extension

ductile associé au soulèvement du Pontiac (Figure 5.1d): cet épisode nécessite un déplacement vertical non négligeable de l'ordre de 3 à 5 km pour accommoder le contraste de faciès métamorphique au Nord et Sud de la Faille de Cadillac (Daigneault et al. 2002), qui n'a jamais été répertorié à l'ouest de Larder Lake. Cela signifie que ce mouvement a été redirigé, ou distribué le long d'une autre structure, orientée Nord-Sud, située sous la couverture protérozoïque qui marque à la fois la limite entre les sous-provinces de Pontiac et d'Abitibi et les faciès métamorphiques associés (Figure 5.2).

5.3 Complexe structural de Piché

Ce projet de recherche a fourni une caractérisation inédite du CSP du point de vue de sa géométrie, des lithologies qui lui sont associées, de sa nature et de son origine. L'aspect le plus important à souligner est l'organisation du CSP sous forme d'écailles, chacune représentant un morceau de l'assemblage volcano-sédimentaire de la Sous-province d'Abitibi qui a été détachée. Les dimensions et la distribution spatiale de ces écailles imitent la segmentation de la Faille de Cadillac. Il est possible que les failles dont la Faille de Cadillac est héritée aient conditionné le détachement de ces écailles, que ce soit dans leur géométrie ou leurs caractéristiques lithologiques. Le matériel ainsi détaché dépend de l'étendue et l'orientation de ces failles précoces. Si les écailles représentent plusieurs détachements, on peut également envisager qu'ils aient eu lieu sur une période de temps plus grande où les écailles représenteraient l'ensemble du bâti disponible à ce moment. Par exemple, l'écaille de Hallet serait insérée avant la mise en place d'assemblage volcanique moins ultramafique comme la Formation de Jacola ou le Groupe de Louvicourt, tandis que l'écaille de Bousquet serait créée beaucoup plus tard suivant la formation du Groupe de

Cadillac. Une autre possibilité soit que le CSP soit initialement issue d'un seul détachement et que ce matériel ait été faillé et déformé une fois dans la Faille de Cadillac pour constituer les écaïlles. Une variante de ce scénario soit que ce détachement unique de matériel soit délimité par plusieurs niveaux de décollement reliés par des rampes.

La distribution spatiale du CSP est corrélée avec la partie Est de la Faille de Cadillac et est intimement liée avec la limite Nord de la Sous-province de Pontiac. À l'Ouest de Larder Lake, la Faille de Cadillac met directement en contact le Groupe de Timiskaming avec le Groupe de Larder Lake, et le CSP rejoint ce dernier. Cela suggère que la collision entre les sous-provinces de Pontiac et d'Abitibi a fourni un mécanisme permettant la formation du CPS, puisque celui-ci n'est pas documenté plus à l'Ouest. Une première possibilité est la formation de structures en chevauchement associées à cette collision permettant le détachement et l'insertion des écaïlles. Il est également possible que l'enfouissement des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac ait fourni suffisamment de fluides ayant altéré la base de la Sous-province d'Abitibi en profitant des structures et perméabilités créées par la collision. Les fluides peuvent également être issus de l'eau de mer associée à la mise en place de ces roches. Ces fluides ont permis la formation de « roches savons » (Schandl et Gorton 2012; Schwarzenbach 2016) et facilité le décollement des écaïlles de roches volcaniques constituant le CSP. À l'ouest de Larder Lake, l'environnement géologique différent, comprenant surtout des roches volcaniques, et une évolution tectonique potentiellement différente n'ont pas fourni les conditions - structures et source de fluide - pour former des écaïlles de l'ampleur du CSP.

5.4 Implications pour la tectonique archéenne

La présence de tectonique en collision à l'Archéen, et les modèles qui en découlent, sont débattus abondamment depuis plus de 20 ans. Elle oppose notamment le modèle de subduction contemporain à plusieurs mécanismes, verticaux ou horizontaux, alternatifs (e.g. Cagnard et al. 2006; Wyman et Kerrich 2009; Bédard et al. 2013; Lin et Beakhouse 2013). La résolution de cette problématique nécessite une approche multidisciplinaire englobant de nombreux aspects (géodynamiques, géochimiques, magmatiques, stratigraphiques...) qui dépassent largement le cadre de cette thèse et de la Faille de Cadillac seulement. Cependant, les avancées présentées plus haut fournissent quelques éléments de comparaison avec les zones de collisions phanérozoïques ainsi que des pistes de réflexion pour des recherches ultérieures.

5.4.1 Modèles tectoniques associés à la Faille de Cadillac

La Faille de Cadillac, en tant que structure archéenne, n'échappe pas à ce débat et de nombreux modèles tectoniques très variés ont été proposés. Si la majorité des auteurs s'entendent sur son association principalement avec un raccourcissement nord-sud, la remise en contexte et la signification de ce régime dans un modèle tectonique plus vaste ne font pas consensus. On distingue deux grandes « familles » de modèles appliqués à la Faille de Cadillac. La première englobe une tectonique dérivée d'une subduction phanérozoïque : une collision entre deux terranes voit l'entraînement de la Sous-province de Pontiac sous la Sous-province de l'Abitibi (Mueller et al. 1996; Ludden et Hynes 2000; Daigneault et al. 2002; Wyman et al. 2002). À l'inverse, le second groupe suggère davantage une tectonique englobant des mouvements verticaux et horizontaux entre des ensembles autochtones de

part et d'autre de la faille (Ayer et al. 2005; Benn et Peschler 2005). Dans ce dernier scénario, la faille serait davantage une structure tardive issue d'un flanc de pli ou de la réactivation en surface d'une autre faille. Une alternative à ces deux scénarios a été proposée par Bédard et al. (2013) qui reprend l'idée que les failles crustales de la Province du Supérieur serait davantage des limites de terranes associées à l'accrétion de ceux-ci, mais n'implique pas d'enfoncement et ni de chevauchement des terranes comme dans le cas de la subduction phanérozoïque.

Ici encore, la dualité entre l'Ouest et l'Est de la Faille de Cadillac peut expliquer cette polarisation des modèles. Le modèle d'accrétion entre deux ensembles différents accommode mieux le contexte de juxtaposition de la Sous-province d'Abitibi avec celle de Pontiac, plus jeune. À l'inverse, le modèle de détachement dans un ensemble autochtone relativement uniforme et d'âge similaire de part et d'autre de la Faille de Cadillac s'applique mieux à l'Ouest. Ici encore, cette problématique renvoie à l'idée que la Faille de Cadillac englobe deux grandes structures liées, mais ayant une origine et une évolution différente.

L'idée que la Faille de Cadillac soit issue de failles précoces est davantage compatible avec des modèles de convergences classiques comprenant la création de structures fragiles en surfaces, puis leur enfouissement et le développement d'une signature ductile. La Sous-province d'Abitibi manque les évidences de « roulement » continu d'une possible plaque plongeante, comme la Sous-province de Pontiac. L'histoire de la déformation se déroule sur une période de temps très courte (quelques dizaines de millions d'années) en comparaison de celle associée aux environnements de subduction (jusqu'à plusieurs centaines de millions d'années). Cependant, le contexte géologique de la Faille de

Cadillac, formant la limite entre deux sous-provinces très différentes, constitue une particularité et pourrait constituer l'une des premières zones de proto-subduction. Les récentes synthèses géochimiques des magmas à l'échelle du globe (ref) suggèrent une période de transition majeure aux environs de 2700 Ma (y compris dans la Sous-province d'Abitibi) correspondant à un contexte de formation de magma provenant d'un manteau fusionné par un apport important de fluides. Ce contexte pourrait correspondre à l'une des premières périodes de subduction, qui aurait avorté. Dans ce scénario, la Faille de Cadillac correspondrait au plan de subduction. L'exhumation de la Sous-province de Pontiac serait expliquée ici par un effondrement post-orogénique lié à la collision, un retrait (« *roll-back* ») de la plaque plongeante suivant le blocage de la subduction et la rupture de la plaque, ou encore la remontée de grands batholites dans la Sous-province de Pontiac, qui proviendrait ici d'une autre collision située plus au Sud.

5.4.2 Écailles du Complexe structural de Piché dans un contexte de collision

Dans le même ordre d'idée, le CSP, qui comprend des écailles de roches volcaniques insérées dans une faille crustale, n'est pas sans rappeler certaines caractéristiques des contextes de plaques convergentes et de subduction au Phanérozoïque, notamment les mélanges tectoniques et les ophiolites (Kusky et al. 1997; Cawood et al. 2009; Kimura et al. 2012). La présence de ces assemblages à l'Archéen a été suggérée (Polat et Kerrich 1999; Wang et al. 2013), mais cette théorie est néanmoins contestée (Hamilton 1998; McCall 2003; Furnes et al. 2009).

Les mélanges sont des assemblages de blocs exotiques flottants dans une matrice argileuse associés aux structures crustales en collisions (Schroetter et al. 2006). Ils sont

parfois associés avec des nappes cohérentes imbriquées de roches volcaniques, comme le "*Franciscan Complex*" dans la Baie de San Francisco (Kusky et al. 2013). Dans les provinces archéennes, des unités similaires ont également été interprétées comme des mélanges (Polat et Kerrich 1999; Kusky et Li 2010; Wang et al. 2013). Le CSP présente plusieurs similarités avec la définition des mélanges: des blocs disloqués, exotiques et associés à une faille crustale en contexte de raccourcissement. Cependant, la présence d'une matrice sédimentaire contenant ces blocs n'est pas observée. Par ailleurs, ces blocs sont de taille beaucoup plus importante que ceux observés dans les mélanges qui sont souvent de nature très variée. En conclusion, le CSP ne correspond pas à la définition complète des mélanges phanérozoïques.

Les ophiolites constituent une autre caractéristique des contextes de collision phanérozoïques et forment des sections accrétées de la croûte océanique (Kusky et al. 2013). Ils apparaissent comme des unités démembrées ou des blocs cohérents représentant en partie ou totalement une section de la croûte océanique. Ils sont souvent associés spatialement à des mélanges tectoniques. Les ophiolites des Appalaches et de la "*Coast Range*" sont des exemples typiques de ces environnements accréionnaires (e.g. Kusky et Li 2010; Tremblay et Pinet 2016). De ce point de vue, les faciès et assemblages volcaniques observés dans les roches du CSP pourraient être corrélés avec la partie supérieure d'une suite ophiolitique. Cependant, il manque la présence de lithologies diagnostiques comme des roches intrusives ultramafiques ou encore des dykes en feuillet qui sont caractéristiques des ophiolites, pour établir clairement le CSP comme un analogue aux ophiolites.

5.5 Lien temporel entre les minéralisations aurifères et la déformation

L'un des postulats employé dans la modélisation sismique présentée dans le Chapitre 4 est que l'événement de décrochement ait un lien avec l'épisode de minéralisation aurifère. Ce point est complexe car il implique d'une part que l'on puisse circonscrire le moment de la minéralisation et d'autre part celui de la phase de décrochement, sachant que ces deux événements s'étalent sur de longue période de temps. À l'échelle de l'évolution régionale, l'essentiel de la minéralisation est introduit après la mise en place des différents bassins de type Timiskaming en se basant sur des observations chronologiques relatives et absolues (e.g. Kerrich et Cassidy 1994; Goldfarb et al. 2001; Robert et al. 2005). Globalement, l'hydrothermalisme est actif pendant une période de temps qui dépasse celle de la déformation et englobe probablement plusieurs événements (Figure 5.3) ou impulsions de fluides hydrothermaux (Couture et al. 1994; Kerrich et Kyser 1994; Neumayr et al. 2000; Neumayr et Hagemann 2002; Robert et al. 2005). Du point de vue de la déformation, les relations précises avec chaque événement sont nettement moins claires, bien qu'elles pointent vers une association avec les événements tardifs de l'évolution structurale de la Faille de Cadillac (Smith et al. 1993; Ispolatov et al. 2005). Dans la compilation des gîtes aurifères associés à la Faille de Cadillac par Rafini (2014), sur 97 dépôts, 59 ne permettent pas de déterminer la relation chronologique entre la déformation et la minéralisation (Table 5.1). Dans les autres cas, les gîtes sont globalement partagés entre une mise en place durant le raccourcissement N-S (13 gîtes) et durant la compression NO-SE responsable du décrochement dextre (12 gîtes). Il convient cependant de noter que ces observations sont faites en relation avec l'interprétation structurale réalisée à l'échelle de chaque gisement et

demeurent spéculatives. Par ailleurs, plusieurs études à l'échelle d'un gisement ont illustrés que la mise en place de l'or est bien souvent associée à l'ensemble de la séquence de déformation (Neumayr et al. 2000; Simard 2010). Si les deux types d'association sont représentés tout le long de la faille, les gîtes dans le segment de Malartic sont dominés par le décrochement (Neumayr et al. 2000; Figure 5.1e), tandis que ceux associés au Batholite du Bourlamaque sont systématiquement associés au raccourcissement N-S (Figure 5.1c), avec l'exemple typique de Sigma-Lamaque (e.g. Robert et Brown 1986; Gaboury 2001; Tremblay 2001). En faisant un parallèle avec la segmentation, il est possible que des facteurs géologiques locaux (lithologie, orientations dominantes des failles) favorisent la mise en place de l'or durant une phase particulière de la déformation. Une autre éventualité est que le raccourcissement NO-SE engendre un régime en transpression dextre (Robert 1989; Ayer et al. 2002; Daigneault et al. 2002). Dans un tel cas, les gisements associés aux failles importantes (Cadillac, La Pause, Rivière-Héva) sont dominés par des conditions en décrochements, tandis que des gisements plus éloignés des zones de déformation majeures seraient mise en place dans des conditions de raccourcissement (par exemples les gisements dans le Batholite du Bourlamaque).

Les âges absolus sur les minéralisations pointent majoritairement vers un âge syn- à tardi-Timiskaming (Claouelong et al. 1990; Zweng et al. 1993; Couture et al. 1994; Ayer et al. 2005), mais la difficulté reste à dater les événements de déformation. Un des rares exemples disponibles provient du stock de Murdoch Creek (Wilkinson et al. 1999) donnant un âge pour le décrochement dextre à 2665 ± 4 Ma qui est comparable à la mise en place de la minéralisation à Canadian Malartic à 2664 Ma (De Souza et al. 2015). On soulignera

cependant le projet de l'Université du Québec à Montréal dédié à la "Géochronologie des corridors magmatiques hydrothermaux fini Archéens du Québec" dirigé par Michel Jébrak qui devrait fournir davantage de précisions sur les âges absolus de la mise en place de l'or le long de la Faille de Cadillac et si possiblement des liens avec la déformation régionale.

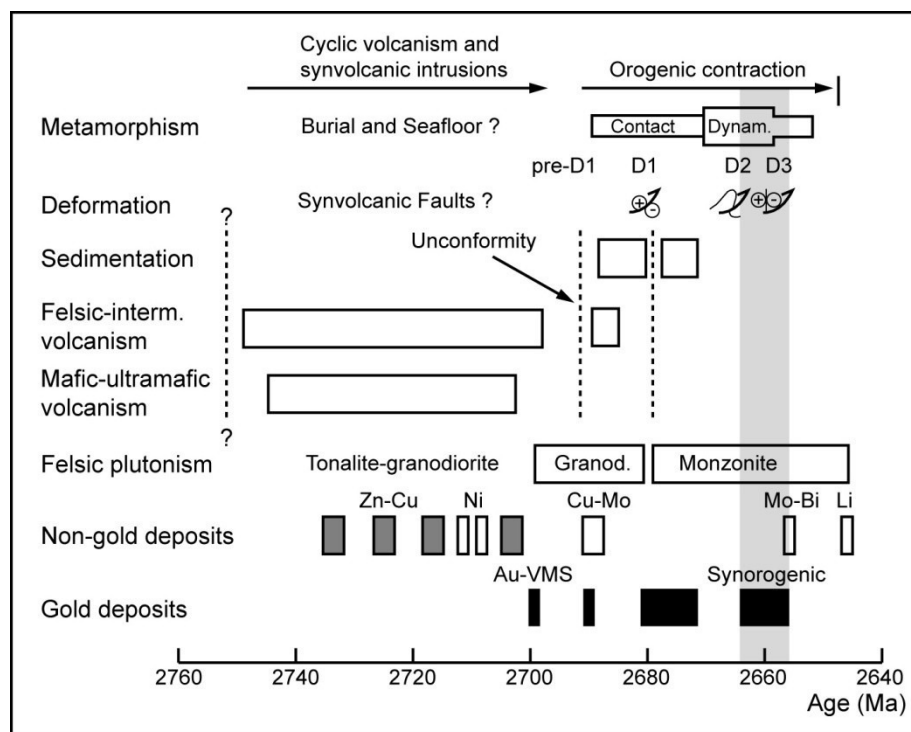


Figure 5.3 : Lien temporel entre les minéralisations et l'évolution structurale dans la Sous-province d'Abitibi. Modifiée de Robert et al. (2005).

Du point de vue des fluides, lors de la rupture sismique d'un segment, des zones de dommages sont générées sur tout le pourtour du panneau de faille activé (Micklethwaite 2010) indépendamment du mouvement enregistré par celui-ci. Dans le cas d'un régime en décrochement, les zones de dommage sont mieux développées aux extrémités latérales (en plan) du segment (Micklethwaite et al. 2010). Par ailleurs, les limites des segments peuvent former des aspérités se prolongeant en profondeur. Un exemple potentiel sur la Faille de

Cadillac serait la courbure de Lapa situé à l'intersection entre les segments de Joannes et Malartic. Durant le décrochement, l'intersection entre ces deux segments constitue une zone d'aspérité formant un linéament plongeant fortement. Dans les faits, ces différents mécanismes créent des conduits verticaux connectant des niveaux crustaux ayant des pressions fluides différentes et provoquant la remontée des fluides.

Table 5.1 : Événements de déformation associés à la mise en place de la minéralisation dans les gîtes aurifères associés à la Faille de Cadillac. D'après Rafini (2014).

Segment	Inconnu	Précoce	Chevauchement	Chevauchement et décrochement	Décrochement	Tardive
Larder Lake	10	0	1	3	1	0
Rouyn	14	1	2	1	3	0
Bousquet	16	0	2	0	0	1
Malartic	10	1	1	1	7	0
Bourlamaque	3	0	4	0	0	2
Val-d'Or	6	0	2	0	2	3
Total	59	2	13	5	12	6

En conclusion, le lien entre l'or et la déformation est globalement reconnu au niveau régional, mais dans le détail et à une échelle plus locale il reste de nombreux points à éclaircir sur la chronologie entre les gîtes aurifères et l'évolution structurale de la Faille de Cadillac. Si l'association entre la minéralisation et le décrochement dextre est relativement bien documentée le long de la Faille de Cadillac (Rafini 2014), il reste à déterminer pourquoi la mise en place de l'or est localement associée avec un événement de déformation en particulier. L'âge absolu de ces minéralisations ainsi que des différents événements de déformations sont également à documenter. Cependant, la prémisse employée dans la modélisation sismique selon laquelle il existe un lien entre le décrochement dextre et la minéralisation est valide pour les raisons suivantes : 1) le

décrochement est post-Timiskaming au même titre que la majorité des minéralisations aurifères, 2) les âges disponibles pour ces deux événements semblent pointer vers une activité synchrone, et 3), plusieurs indices montrent des évidences de mise en place de la minéralisation synchrone avec le décrochement dextre.

5.6 Implication sur l'exploration

Ce projet de recherche avait comme ambition de trouver des pistes pour expliquer la distribution éparse en grappe des gisements aurifères orogéniques autour de la Faille de Cadillac. L'hypothèse de départ était que l'activation de certains segments de la faille dans un régime sismique durant le décrochement dextre favorisait la concentration des fluides hydrothermaux - et donc les gisements associés - dans des secteurs délimités. Cet aspect, qui fait l'objet du Chapitre 4, est basé sur des prémisses structurales, la segmentation en particulier, qui ont été documentées dans le Chapitre 2 et soulignées dans le Chapitre 3. Cette hypothèse de recherche a donné des résultats concluants en permettant la création d'un modèle permettant d'expliquer notre connaissance actuelle de la distribution des gisements. Cette méthode, bien que nécessitant une connaissance avancée de la géologie du secteur étudié, offre l'avantage d'être applicable dans n'importe quel environnement de faille majeure en milieu cosismique, sans regard pour l'âge de la province ou de ses nuances géologiques. Elle peut donc être utilisée comme un outil d'exploration régional dans n'importe quel environnement ayant un potentiel hydrothermal.

Au-delà de la modélisation sismique de la Faille de Cadillac, ce projet apporte d'autres contributions dans le domaine de l'exploration minérale en Abitibi qui sont

soulignées ici. La segmentation d'une faille est un paramètre important à considérer pour déterminer des zones potentielles à explorer. En plus de son influence sur la dynamique sismique, elle favorise localement la circulation hydrothermale. En particulier, la limite entre les segments constitue des « nœuds » structuraux qui s'accompagnent de zones de dommages favorisant le passage des fluides, mais peu aussi influencer l'introduction de volumes intrusifs (Figure 5.4). Dans le cas de la Faille de Cadillac, les deux transitions de segment les plus majeures, de part et d'autre du segment de Malartic (donc de l'échelle de Beaupré), hébergent toutes les deux un gisement aurifère majeur (Lapa et Canadian Malartic). Dans le second cas, c'est aussi le lieu de la mise en place d'une importante concentration d'intrusions syn-Timiskaming. La limite entre les segments de Rouyn et Joannes, qui coïncide avec la Faille de Davidson, concentre également une série de petits indices aurifères (Gauthier et al. 1986; Jébrak et al. 1991; Bedeaux 2012), dont certains ont été exploités (Thompson et McWatters). À l'Est, l'intersection probable des écailles de Halet et de Val-d'Or, accompagnée de la proximité de la Faille de Marbénite, héberge une intrusion de diorite post-volcanique qui encaisse le gisement de Goldex. Cela signifie que, dans le secteur étudié, toutes les limites entre deux segments ou deux écailles sont caractérisées par une quantité inhabituelle de minéralisation aurifère et/ou d'injection résultant de la collision des sous-provinces de Pontiac et d'Abitibi ou encore syn-Timiskaming (Figure 5.4). Cette méthode permet d'identifier les segments susceptibles de générer des secteurs au potentiel supérieur et peut s'appliquer à n'importe quelle faille majeure.

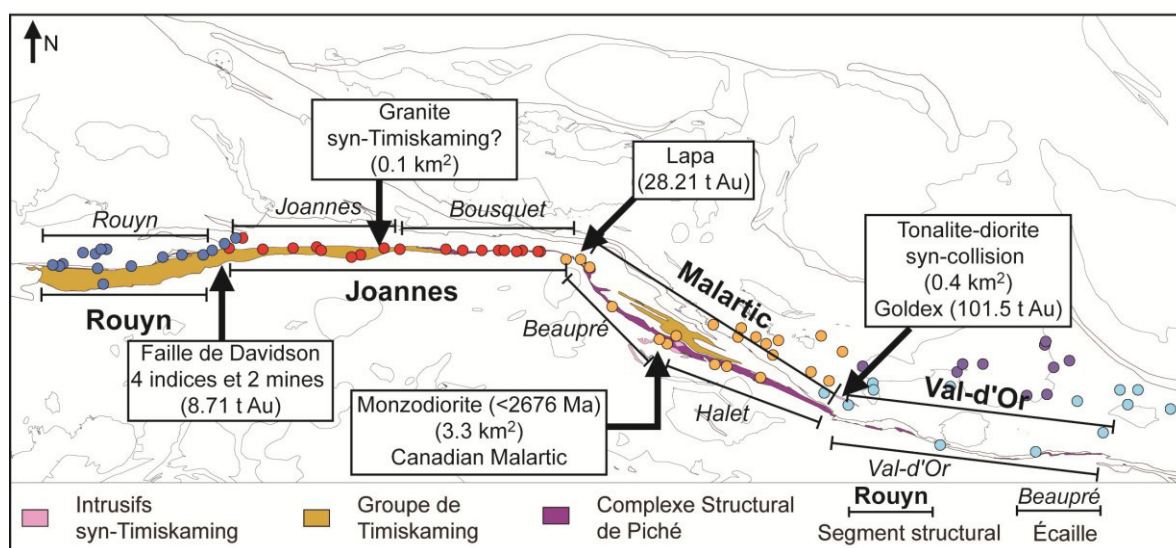


Figure 5.4: Lien spatial entre les segments de la Faille de Cadillac, le CSP et l'emplacement des intrusions syn-Timiskaming ou post-collision et des gisements orogéniques. Les gisements sont représentés par des points colorés reflétant leur typologie selon Rafini (2014).

À une échelle beaucoup plus locale, la caractérisation du CSP offre de nouvelles voies d'exploration le long de la Faille de Cadillac. Le premier aspect est qu'on peut prédire certains styles de minéralisation en fonction de l'échelle explorée, puisque son assemblage lithologique est relativement homogène. Ces différentes lithologies peuvent former des pièges physiques ou chimiques qui auront déjà été identifiés dans des indices situés dans le même segment. Ensuite, le fait que les échelles soient constituées de roches volcaniques issues des groupes de Malartic et de Louvicourt offre de nouveaux potentiels d'exploration pour des minéralisations syn-génétiques. Notamment, l'échelle de Bousquet expose un environnement similaire aux roches de la Formation de Val-d'Or qui offre un potentiel de gîte de type VMS (Scott et al. 2002). Les autres échelles qui sont davantage en lien avec le Groupe de Malartic pourraient héberger des minéralisations typiquement associées aux coulées ultramafiques des formations de Dubuisson ou de La Motte-Vassan, comme l'ancien gisement de nickel de Marbridge par exemple.

5.7 Travaux futurs

Le présent projet de recherche a permis, au travers des objectifs posés initialement, de synthétiser les connaissances disponibles sur la Faille de Cadillac et le Complexe structural de Piché. L'achèvement de ces objectifs, en répondant aux questions posées au début de la thèse, ouvre la porte à davantage de nouvelles questions ayant trait aux avancées qui ont été réalisées.

5.7.1 Évolution précoce de la Faille de Cadillac

Le chapitre 2 a dévoilé la prépondérance des structures précoces dans l'évolution structurale de la Faille de Cadillac et souligné l'importance de l'histoire précoce de la déformation. Il reste à documenter davantage l'organisation et la relation entre les différents assemblages volcano-sédimentaires aux échelles locale et régionale. Idéalement, cela permettra de mieux préciser l'origine des structures précoces de la Faille de Cadillac et de mieux comprendre son contexte tectonique. En particulier, la cartographie des groupes de Cadillac et de Kewagama (Bouchard 1980; Tourigny 1984) a été largement délaissée dû à l'emphase portée aux roches volcaniques par l'exploration. La reconnaissance, très récente, du bassin de Roc-d'Or dans le segment Malartic (Pilote et al. 2015a) illustre parfaitement cette problématique. La documentation des styles structuraux de ces bassins, notamment dans les secteurs de Joannes et de Cadillac, est primordiale pour saisir leur évolution durant la déformation et leurs relations avec les assemblages voisins. L'objectif final visera toujours à essayer d'obtenir une vision de la Sous-province d'Abitibi avant son enfouissement et la déformation ductile qu'elle a subie. En ce sens, il convient de mentionner deux projets d'ampleur différente, mais ayant tous deux vocations à répondre à

ces interrogations. Le premier est un projet de thèse réalisé par Ben Frieman (Colorado School of Mines, USA) qui porte sur la déformation pré-Timiskaming de la Faille de Cadillac et a déjà produit une première publication (Frieman et al. 2017). Le second projet, Metal Earth, piloté par l'Université de Laurentian, vise dans ses premières phases à documenter les structures en profondeurs dans la Province de Supérieur, notamment dans la Sous-province d'Abitibi. Les techniques sismiques utilisées apporteront beaucoup aux connaissances des structures majeures de cette sous-province et ouvriront de nouvelles pistes sur l'interprétation tectonique et structurale de la Faille de Cadillac. Il demeure qu'il faudra compléter ces études avec des cartographies régionales modernes dans des secteurs délaissés pendant plus de 30 ans, notamment les secteurs Joannes, Bousquet, ainsi que l'est de Val-d'Or.

5.7.2 Complexe structural de Piché

Les travaux présentés dans le chapitre 3 ont nettement avancé notre compréhension du Complexe structural de Piché. Néanmoins, l'état de connaissance varie énormément dans l'espace et dépend de l'exposition en surface et des données de forages accessibles. Ici encore, le secteur de Joannes est peu documenté. Néanmoins, plusieurs indices aurifères anciens sont localisés directement dans le CSP dans ce secteur et pourraient être exploités pour fournir davantage d'informations sur la jonction entre les écailles de Joannes et Bousquet. La quantité de datations isotopiques pour circonscrire les âges des différentes écailles reste également insuffisante. Outre l'accessibilité au CSP, la difficulté est le manque de roches felsiques pouvant être échantillonnées. Les dykes et intrusifs recoupant les écailles pourraient constituer une alternative possible. Les dykes de type "albitite" dans

l'écaille de Rouyn et une petite intrusion de granite dans l'écaille de Joannes pourraient constituer des cibles intéressantes pour ces datations.

L'est de Val-d'Or constitue également un secteur peu étudié (Racine 1989, Rocheleau, 1997 Moorhead, 2000). En particulier, l'extrémité Est de la Sous-province de Pontiac est une problématique importante à la fois pour la Faille de Cadillac et le Complexe structural de Piché. Est-ce que ces deux entités se prolongent à l'Est vers le front grenvillien? Où est-ce qu'elles obliquent vers le Sud en suivant le contour de la Sous-province de Pontiac? Ce secteur demeure très peu exploré et nécessite dans l'ensemble un important travail de cartographie pour l'intégrer dans le reste de la Sous-province d'Abitibi.

Dans une thématique similaire, les roches ignées mafiques et ultramafiques à l'intérieur du Groupe de Pontiac nécessiteraient une caractérisation plus exhaustive. Ces roches n'ont fait l'objet que de quelques études soulignant leur mise en place syn-sédimentaire (Dimroth et al. 1982) ou au contraire sous forme d'empilement d'écaillés (Camiré et Burg 1993), mais leur relation avec la Sous-province de Pontiac reste méconnue, à savoir s'il s'agit de coulées concordantes avec les roches sédimentaires, d'écaillés insérées pendant la collision entre les deux sous-provinces ou encore de roches intrusives. Caractériser ces roches, et leur contexte de mise en place pourrait circonscrire davantage l'évolution globale de la Sous-province de Pontiac.

5.7.3 Prédiction des zones de dommage associées à la dynamique sismique de la Faille de Cadillac.

L'incorporation du bâti géologique dans la modélisation de la dynamique sismique de la Faille de Cadillac a fourni des résultats très prometteurs sur la prédiction de zones de dommages pouvant générer des cibles d'exploration. La méthode reste ouverte à de nombreuses améliorations, lesquelles ont déjà été soulignées dans le chapitre 4. De futurs modèles plus représentatifs devront notamment incorporer la troisième dimension et inclure un comportement poro-élastique. Par rapport à la géologie de la Faille de Cadillac et de ses environs, il serait pertinent de tester d'autres segments actifs que celui de Bousquet, y compris sur d'autres failles majeures (par exemple la Faille de Destor-Porcupine-Manneville ou la Faille de La Pause). Une autre possibilité serait d'utiliser cette méthode dans un autre régime de contrainte, comme le raccourcissement nord-sud. Ce modèle devra cependant utiliser une meilleure compréhension de la géologie en profondeur de la Faille de Cadillac et pourrait donc bénéficier des retombées du projet Metal Earth, lequel a pour but d'investiguer la configuration géométrique des structures majeures dans la Sous-province d'Abitibi, de la surface vers la profondeur.

5.8 Références

- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., et Trowell, N. 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 63-95. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00006-2.

- Ayer, J.A., Thurston, P.C., Bateman, R., Dubé, B., Gibson, H.L., Hamilton, M.A., Hathway, B., Hocker, S.M., Houlié, M.G., Hudak, G., Ispolatov, V., Lafrance, B., Leshner, C.M., MacDonald, P.J., Péloquin, A.S., Piercey, S.J., Reed, L.E., et Thompson, P.H. 2005. Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey. OFR 6154. 146 p.
- Bédard, J.H., Harris, L.B., et Thurston, P.C. 2013. The hunting of the snArc. *Precambrian Res.* **229**: 20-48. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.001>.
- Bedeaux, P. 2012. Minéralisations et déformation à proximité de la Faille de Davidson, Abitibi, Canada. Unpublished Msc Thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Benn, K., et Peschler, A. 2005. A detachment fold model for fault zones in the Late Archean Abitibi greenstone belt. *Tectonophy.* **400**(1-4): 85-104. doi: [10.1016/j.tecto.2005.02.011](http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.011).
- Bleeker, W. 2015. Synorogenic gold mineralization in granite-greenstone terranes: the deep connection between extension, major faults, synorogenic clastic basins, magmatism, thrust inversion, and long-term preservation. Geological Survey of Canada. Open File 7852. p. 25–47.
- Bouchard, M.F. 1980. Région de Cadillac-Malartic. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. DPV-791. 12 p.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.P., et Ehlers, C. 2006. Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova* **18**(1): 72-78. doi: [10.1111/j.1365-3121.2005.00665.x](http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00665.x).

- Camiré, G.E., et Burg, J.P. 1993. Late Archean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Res.* **61**(1-2): 51-66.
- Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D., et Windley, B.F. 2009. Accretionary orogens through Earth history.
- Claouelong, J.C., King, R.W., et Kerrich, R. 1990. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone-belt - constraints on the timing of gold mineralization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **98**(1): 109-128. doi: 10.1016/0012-821x(90)90091-b.
- Couture, J.F., Pilote, P., Machado, N., et Desrochers, J.P. 1994. Timing of gold mineralization in the Val-d'Or district, Southern Abitibi Belt - evidence for 2 distinct mineralizing events. *Econ. Geol.* **89**(7): 1542-1551.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H. 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 261-290. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00012-8.
- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V.J., Mercier-Langevin, P., Creaser, R.A., et Kjarsgaard, I.M. 2015. Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec. Geological Survey of Canada. Open File 7852. p. 113-126.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Can. J. Earth Sci.* **19**: 1729-1758.
- Frieman, B.M., Kuiper, Y.D., Kelly, N.M., Monecke, T., et Kylander-Clark, A. 2017. Constraints on the geodynamic evolution of the southern Superior Province: U-Pb

- LA-ICP-MS analysis of detrital zircon in successor basins of the Archean Abitibi and Pontiac subprovinces of Ontario and Quebec, Canada. *Precambrian Res.* **292**: 398-416. doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.027>.
- Furnes, H., Rosing, M., Dilek, Y., et de Wit, M. 2009. Isua supracrustal belt (Greenland)—A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology. *Lithos* **113**(1–2): 115-132. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.043>.
- Gaboury, D. 2001. Predictive Distribution of Fault-Fill and Extensional Veins : Example from the Sigma Gold Mine, Abitibi Subprovince, Canada. *Econ. Geol.* **96**: 1397-1405.
- Gauthier, N., Rocheleau, M., Gagnon, Y., et Lacasse, J. 1986. Gold mineralization in the Cadillac-Larder Lake Fault Zone, Rouyn-Beauchastel area. *CIM Bull.* **79**(887): 77-77.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., et Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.* **18**(1-2): 1-75. doi: [10.1016/S0169-1368\(01\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00016-6).
- Hamilton, W.B. 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Res.* **91**(1): 143-179. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00042-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00042-4).
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Hamilton, M., et Creaser, R. 2005. Geology, structure, and gold mineralization, Kirkland Lake and Larder Lake areas (Gauthier and Teck townships): Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey. Open File Report 6159. 170p.

- Jébrak, M., Morin, D., Zadeh, H., Bardoux, M., Goulet, N., et Giguère, C. 1991. Géologie du gisement aurifère de McWatters, région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources. MB 91-12. 119 p.
- Kerrick, R., et Cassidy, K.F. 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation - Archean to present - a review. *Ore Geol. Rev.* **9**(4): 263-310. doi: 10.1016/0169-1368(94)90001-9.
- Kerrick, R., et Kyser, T.K. 1994. 100 ma timing paradox of archean gold, Abitibi greenstone-belt (Canada) - new evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *Geol.* **22**(12): 1131-1134. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<1131:mtpoag>2.3.co;2.
- Kimura, G., Yamaguchi, A., Hojo, M., Kitamura, Y., Kameda, J., Ujiie, K., Hamada, Y., Hamahashi, M., et Hina, S. 2012. Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary. *Tectonophy.* **568–569**: 25-38. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.025>.
- Kusky, T.M., Bradley, D.C., Haeussler, P.J., et Karl, S. 1997. Controls on accretion of flysch and melange belts at convergent margins: evidence from the Chugach Bay thrust and Iceworm melange, Chugach accretionary wedge, Alaska. *Tecton.* **16**(6): 855-878.
- Kusky, T.M., et Li, J.H. 2010. Origin and emplacement of Archean ophiolites of the Central Orogenic Belt, North China Craton. *Journal of Earth Science* **21**(5): 744-781. doi: 10.1007/s12583-010-0119-8.
- Kusky, T.M., Windley, B.F., Safonova, I., Wakita, K., Wakabayashi, J., Polat, A., et Santosh, M. 2013. Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens

- through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. *Gondwana Res.* **24**(2): 501-547. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.01.004>.
- Lin, S., et Beakhouse, G.P. 2013. Synchronous vertical and horizontal tectonism at late stages of Archean cratonization and genesis of Hemlo gold deposit, Superior craton, Ontario, Canada. *Geol.* **41**(3): 359-362. doi: 10.1130/g33887.1.
- Ludden, J., et Hynes, A. 2000. The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Can. J. Earth Sci.* **37**(2): 459-476. doi: 10.1139/cjes-37-2-3-459.
- McCall, G.J.H. 2003. A critique of the analogy between Archaean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Precambrian Res.* **127**(1-3): 5-17. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00178-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00178-5).
- Micklethwaite, S. 2010. Predictability, Unpredictability and Dynamic Fault Behaviour During Epithermal Deposit Formation. James Cook Univ, Townsville.
- Micklethwaite, S., Sheldon, H.A., et Baker, T. 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. *J. Struct. Geol.* **32**(2): 151-165. doi: 10.1016/j.jsg.2009.10.009.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., et Chown, E.H. 1996. Archean terrane docking: Upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophy.* **265**(1-2): 127-150. doi: 10.1016/s0040-1951(96)00149-7.
- Neumayr, P., et Hagemann, S.G. 2002. Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac tectonic zone, Abitibi greenstone belt, Canada: Relationship to auriferous fluids in

- adjacent second- and third-order shear zones. *Econ. Geol.* **97**(6): 1203-1225. doi: 10.2113/97.6.1203.
- Neumayr, P., Hagemann, S.G., et Couture, J.F. 2000. Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val-d'Or camp, Abitibi, Canada: implications for the evolution of transcrustal, second- and third-order fault zones and gold mineralization. *Can. J. Earth Sci.* **37**(1): 95-114. doi: 10.1139/cjes-37-1-95.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V. 2015. Architecture of the Malartic, Piché and Cadillac groups and the Cadillac Fault: Geological revisions, new dates and interpretations. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. DV 2015-04. p. 37.
- Polat, A., et Kerrich, R. 1999. Formation of an Archean tectonic melange in the Schreiber-Hemlo greenstone belt, Superior Province, Canada: Implications for Archean subduction-accretion process. *Tecton.* **18**(5): 733-755. doi: 10.1029/1999tc900032.
- Rafini, S. 2014. Typologie des minéralisations aurifères associées à la Faille de Cadillac. Rapport. CONSOREM project reports 2011-01, 2011-02. 45 p.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone Southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone-belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **26**(12): 2661-2675. doi: 10.1139/e89-226.
- Robert, F., et Brown, A.C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone-belt, Quebec. Part 1. Geologic relations and formation of the vein system. *Econ. Geol.* **81**(3): 578-592.

- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., et Hodgson, C.J. 2005. Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Econ. Geol.* **100**: pp. 1001–1033.
- Schandl, E.S., et Gorton, M.P. 2012. Hydrothermal alteration and CO₂ (sub 2) metasomatism (natural carbon sequestration) of komatiites in the south-western Abitibi greenstone belt. *Can. Miner.* **50**(1): 129-146. doi: 10.3749/canmin.50.1.129.
- Schroetter, J.M., Tremblay, A., Bedard, J.H., et Villeneuve, M.E. 2006. Syncollisional basin development in the Appalachian orogen - The Saint-Daniel Melange, southern Quebec, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.* **118**(1-2): 109-125. doi: 10.1130/b25779.1.
- Schwarzenbach, E.M. 2016. Serpentinization and the formation of fluid pathways. *Geol.* **44**(2): 175-176. doi: 10.1130/focus022016.1.
- Scott, C.R., Mueller, W.U., et Pilote, P. 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 223-260. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00011-6.
- Simard, M. 2010. Multiévènements de déformation, de métamorphisme et d'hydrothermalisme à l'origine du gisement Lapa. Unpublished PhD thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Smith, J.R., Spooner, E.T.C., Broughton, D.W., et Ploeger, F.R. 1993. Archean Au-Ag-(W) Quartz Vein/Disseminated mineralisation within the Larder Lake - Cadillac Break, Kerr Addison - Chesterville System, North East Ontario, Canada, Ontario Geoscience Research Grant Program, Grant No. 364. Ontario Geological Survey. Open File Report 5831. 310 p.

- Tourigny, G. 1984. Géologie structurale et métamorphisme des roches précambriennes du Groupe de Kewagama dans la région de Cadillac - Malartic, Abitibi, Québec. Unpublished M.Sc. thesis, Université de Montréal, Montréal, Québec.
- Tremblay, A. 2001. Postmineralization faults in the Beaufor gold deposit, Abitibi greenstone belt, Canada: Geometry, origin, and tectonic implications for the Val-d'Or mining district. *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* **96**(3): 509-524. doi: 10.2113/96.3.509.
- Tremblay, A., et Pinet, N. 2016. Late Neoproterozoic to Permian tectonic evolution of the Quebec Appalachians, Canada. *Earth-Sci. Rev.* **160**: 131-170. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.06.015.
- Wang, J.P., Kusky, T., Polat, A., Wang, L., Deng, H., et Wang, S.J. 2013. A late Archean tectonic melange in the Central Orogenic Belt, North China Craton. *Tectonophy.* **608**: 929-946. doi: 10.1016/j.tecto.2013.07.025.
- Wilkinson, L., Cruden, A.R., et Krogh, T.E. 1999. Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake - Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **36**(4): 627-647. doi: 10.1139/cjes-36-4-627.
- Wyman, D., et Kerrich, R. 2009. Plume and arc magmatism in the Abitibi Subprovince; implications for the origin of Archean continental lithospheric mantle. *Precambrian Res.* **168**(1-2): 4-22. doi: 10.1016/j.precamres.2008.07.008.
- Wyman, D.A., Kerrich, R., et Polat, A. 2002. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust; plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex. *Precambrian Res.* **115**(1-4): 37-62.

Zweng, P.L., Mortensen, J.K., et Dalrymple, G.B. 1993. Thermochronology of the Camflo Gold Deposit, Malartic, Quebec: Implications for magmatic underplating and the formation of gold bearing quartz veins. *Econ. Geol.* **88**(6): 1700-1721.

CHAPITRE 6

6. CONCLUSION

Ce projet de recherche visait à synthétiser l'évolution structurale de la Faille de Cadillac dans le but de proposer un modèle expliquant la distribution en amas des gisements aurifères orogéniques le long de celle-ci. L'hypothèse de départ était que les failles majeures sont découpées en segments qui influencent la génération des zones de dommages pendant leur activité, et influencent ainsi la circulation des fluides hydrothermaux à l'origine des minéralisations. La méthodologie combinait des travaux de terrain associés à une compilation des données accumulées pendant un siècle suivi d'une étape de modélisation de la dynamique sismique de la Faille de Cadillac. Les résultats des différents projets confirment l'hypothèse de départ et illustre l'influence de la segmentation des failles sur l'évolution de celles-ci et de leur environnement géologique proximal.

Trois articles scientifiques forment les principales contributions de cette thèse. Ces trois articles représentent chacun un volet particulier de l'étude de la Faille de Cadillac. Leurs retombées et implications sont les suivantes :

1. La Faille de Cadillac a enregistré 3 épisodes de déformation significatifs : 1) un raccourcissement N-S, 2) un mouvement d'extension et 3) un décrochement dextre tardif associé à un raccourcissement NO-SE.
2. La Faille de Cadillac, dans son état actuel, représente l'amalgamation de segments de failles individuels de 30-40 km de long. Ces segments représentent potentiellement des structures précoces, syn-volcaniques ou syn-sédimentaires. La segmentation conditionne les styles structuraux associés à la Faille de Cadillac. Les attributs et caractéristiques géométriques de ces segments initiaux représentent une forme de préparation structurale de terrain (« *ground preparation* ») qui va ultimement

favoriser la mise en place de styles de minéralisations aurifères homogènes, mais par contre potentiellement nettement distincts d'un segment de faille à l'autre.

3. Le Complexe structural de Piché se compose de plusieurs écaïlles distinctes. Chacune est issue d'un niveau stratigraphique provenant de la Zone Volcanique Sud, en particulier des Groupes de Malartic et Louvicourt
4. À l'échelle régionale, les limites entre les segments de la Faille de Cadillac et/ou les écaïlles du Complexe structural de Piché constituent des zones de migration préférentielle des magmas syn-tectoniques et des fluides hydrothermaux. De nombreux gisements aurifères, ainsi que des intrusions d'âges syn-Timiskaming ou post-collision, sont documentés à ces intersections.
5. La modélisation sismique du segment de Joannes durant le décrochement dextre de la Faille de Cadillac, suivie de l'activation des failles de La Pause et de Rivière-Héva, génèrent des zones de dommage contenant 60 % des gisements d'or orogéniques connus et 48 % du tonnage associé.
6. La distribution des champs hydrothermaux coïncide spatialement avec les zones de dommages générées et corrèle la segmentation de la Faille de Cadillac.

Par ailleurs, les résultats du projet soulèvent d'autres questions qui pourront faire l'objet de futures recherches :

1. Prolonger la synthèse structurale de la Faille de Cadillac vers l'Ouest, vers et le Front Grenvillien et le long des limites nord-sud de la Sous-province de Pontiac pour améliorer notre compréhension de l'histoire de cette structure.

2. Les bassins sédimentaires, notamment le Groupe de Cadillac, et le Complexe de Trivio, à l'est du Groupe de Pontiac, profiteraient de nouvelles études et de cartographies régionales pour mieux cadrer l'évolution pré-Timiskaming de la Zone Volcanique Sud.
3. Caractériser davantage le Complexe structural de Piché dans les régions peu documentées et obtenir davantage de datation isotopique pour valider le scénario d'évolution proposé.
4. Tester le lien possible entre certaines écailles et les bandes de roches ultramafiques dans le Groupe de Pontiac en caractérisant ces dernières.
5. Pousser plus loin la modélisation sismique en incluant d'autres paramètres comme la troisième dimension, un comportement poro-élastique et testant l'activation d'autres segments.

ANNEXE A - Descriptions et localisation des stations d'observation et des forages.

ID	Fus	UTME	UTMN	S0	S1	S2	S3	S4	PAX 4	Faïlle	Type	Lé	Axe Pli	P?	Li	Type	Lx	Type	Code Litho
1	17U	717757	5339959	202/85	276/89	/	/	/	/	/		/	284/78	1	/		237/80		V1D TL
2	18U	308754	5326344	/	259/80	/	/	/	/	/		261/48	/		/		/		V1C
3	18U	299100	5325100	270/80	270/80	/	/	240/80	240/80	/		20/70	/		/		/		S6D
4	18U	297843	5326528	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		I3A
5	18U	297702	5326510	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		I3A
6	18U	299078	5324377	/	267/85	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3A
7	18U	299127	5324375	282/89	282/89	/	/	245/76	/	/		/	/		/		/		S3A
8	18U	299203	5324507	/	88/83	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3A
9	18U	299149	5324765	/	274/75	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3C
10	18U	299394	5324819	275/82	275/82	/	/	243/85	/	/		/	/		/		/		S3C
11	18U	299655	5324789	274/85	274/85	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3C
12	18U	298494	5324341	282/85	282/85	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3C
13	18U	297975	5327305	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		I3Q
14	18U	298128	5328688	/	65/90	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V1D
15	18U	299589	5323542	/	98/77	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3C
16	18U	299861	5323619	/	105/82	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3C
18	18U	300609	5323732	/	285/90	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3C
19	18U	297861	5327677	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V1D
20	18U	308744	5325738	/	70/86	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
21	18U	308477	5325802	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
22	17U	719897	5340718	/	285/70	/	/	251/86	/	297/78	C/CS	86/32	310/2	C	81/52	L21	/		M8
23	17U	719891	5340697	278/67	276/75	/	/	231/86	/	310/58	C	84/21	/		89/49	L31	/		M8
24	17U	719879	5340671	/	290/82	/	/	272/76	295/81	/		/	61/68	?	90/24	L21	328/2	L41	M8
25	17U	719867	5340631	300/72	300/72	/	/	/	/	/		/	/		266/27	Axe	65/0	TA	M8
26	17U	719868	5340644	/	296/78	/	/	/	/	325/85	C	/	/		/		/		M8
27	17U	718952	5339864	/	282/86	/	/	/	/	/		/	/		/		288/0	TA	V3B
28	17U	720708	5339862	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		I3A
29	17U	720652	5339934	/	270/68	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
30	17U	720786	5339963	/	292/50	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
31	17U	720145	5340784	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
32	17U	719904	5341554	/	127/68	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
33	17U	719606	5341651	102/84	102/68	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
34	17U	719525	5341668	/	294/88	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
35	17U	720820	5341373	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		I1B
36	17U	719835	5340496	309/82	294/86	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V2J
37	17U	717256	5340349	296/85	280/80	/	/	/	/	/		294/69	/		/		230/68		V1D
38	17U	717311	5340374	294/80	82/88	/	/	/	/	/		257/68	/		/		/		V3B
40	17U	721003	5338727	/	261/61	/	311/	229/	/	/		/	/		49/43	L31	283/34	L21	V3B
41	17U	721005	5338702	/	/	/	/	248/68	/	/		/	/		/		/		V4A
42	17U	720817	5338804	/	254/89	/	/	224/75	/	/		/	/		/		/		V3B
43	17U	721452	5338230	307/65	307/65	/	/	86/52	/	/		/	/		110/31	L20	/		V3B
44	17U	717661	5340072	282/86	275/73	/	/	258/76	/	/		/	/		283/27	L21	/		V3B

ID	Fus	UTME	UTMN	S0	S1	S2	S3	S4	PAX 4	Faïlle	Type	Lé	Axe Pli	P?	Li	Type	Lx	Type	Code Litho
45	17U	719388	5338885	258/73	258/73	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
46	17U	720451	5335161	/	122/79	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3C
47	17U	720450	5335131	/	304/72	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S4F
48	17U	720272	5335139	/	272/70	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S1C
49	17U	710785	5336698	139/60	277/87	/	/	/	/	/		95/61	/		269/46	L10	276/49	L10	S3C
50	17U	710772	5336637	/	335/69	/	/	311/79	/	/		105/61	/		/		/		M8
51	18U	308161	5324277	/	260/80	/	/	/	/	/		75/28	/		/		/		V2J
52	18U	308394	5324347	/	260/79	/	/	/	/	/		52/58	/		/		74/39	E	V2J
53	18U	308425	5324273	/	264/74	/	/	/	/	/		83/5	/		/		/		M8
54	18U	307608	5326603	/	88/90	/	/	/	/	/		89/34	/		/		/		I3A
55	17U	646125	5339775	/	270/60	/	/	/	/	258/84	C/CS	76/22	/		/		/		S4F
56	17U	646074	5339919	263/66	269/68	/	/	245/72	261/74	/		/	273/62	?	/		/		S3
57	17U	646056	5339912	270/76	X/X	/	/	250/79	/	/		/	/		/		/		S3
58	17U	641811	5339571	268/62	272/53	/	/	230/74	/	/		37/49	260/86	?	/		225/87	Axe	S3D
59	17U	642360	5339609	270/70	262/63	/	/	/	/	258/84	C/CS	352/54	/		/		76/22	E	M8
60	17U	642262	5339592	/	254/52	/	/	/	/	/		290/37	/		/		/		M8
61	17U	645935	5339886	258/77	258/77	/	/	/	/	274/85	SB	/	/		/		/		S3
62	17U	647083	5339877	/	277/71	/	/	/	249/85	/		/	/		/		/		M8
63	17U	647349	5339881	275/	/	/	/	265/	/	/		/	/		/		/		S4F
64	17U	645452	5339196	272/68	303/82	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3
65	17U	645462	5339192	253/80	/	/	/	273/65	/	62/70	S3	/	/		67/28	L32	/		S3
66	17U	646063	5339900	260/78	260/78	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3
67	17U	646098	5339937	266/72	/	/	/	242/77	/	/		/	/		/		/		S3
68	17U	646068	5339956	267/78	259/78	/	/	250/78	/	/		/	/		/		/		S3
69	17U	645930	5340014	/	X/X	/	/	274/83	/	/		/	/		/		/		S3
70	17U	645942	5339992	231/89	/	/	/	242/85	/	/		/	/		/		/		S3
71	17U	645922	5339991	94/74	/	/	/	87/72	/	/		/	/		/		/		S3
72	17U	663854	5343758	269/53	256/46	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3 S6
73	17U	668412	5343831	/	272/84	/	/	/	/	/		277/39	/		/		/		S3
74	17U	659344	5342528	/	304/72	/	/	84/74	/	/		/	/		125/27	L21	/		M16
75	17U	659088	5342331	/	278/45	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
76	17U	658988	5342124	236/72	236/72	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3
77	17U	659006	5342278	/	290/52	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
78	17U	658925	5342159	/	296/62	/	/	/	/	/		2/50	/		/		/		V3B
79	17U	659565	5342533	301/44	301/44	/	/	216/75	/	/		/	/		4/41	L21	/		S3
80	17U	659654	5342658	/	260/60	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3
81	17U	659633	5342853	/	225/89	/	/	/	/	/		/	/		/		/		M8
82	17U	658813	5342792	/	242/65	/	/	/	/	/		232/55	/		/		/		M8
83	17U	658909	5342708	/	92/90	/	/	/	/	/		272/50	/		/		/		M8
84	17U	678577	5356275	/	135/55	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
85	17U	678764	5355523	/	115/42	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
86	17U	680129	5355237	/	245/68	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
87	17U	680208	5355258	/	260/82	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
88	17U	679975	5355324	/	262/79	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B

ID	Fus	UTME	UTMN	S0	S1	S2	S3	S4	PAX 4	Faill	Type	Lé	Axe Pli	P?	Li	Type	Lx	Type	Code Litho
133	17U	690051	5347891	85/86	85/86	/	/	60/90	/	/		260/64	/		/		/		V2
134	17U	690711	5347277	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V1B
135	17U	691799	5347244	104/89	104/89	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V1B
136	17U	691927	5347484	81/72	81/72	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V2
137	17U	690025	5345106	/	90/89	/	/	/	/	/		180/89	/		/		/		S4E
138	17U	701971	5345089	269/79	269/79	/	/	/	/	/		75/55	/		296/69	L21	61/67	LE	S4F
139	17U	702273	5344533	102/88	102/88	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3D
140	17U	702416	5343655	/	290/89	/	/	/	/	/		/	/		/		/		M8
141	17U	702110	5343582	/	249/85	/	/	/	275/	/		/	/		/		/		S3D
142	17U	703103	5342807	/	274/89	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3D
143	17U	703200	5342878	/	120/85	/	/	/	/	/		165/83	/		/		/		S3D
144	17U	689384	5350272	/	87/84	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
145	17U	689323	5350272	/	95/85	/	/	/	/	/		207/85	/		/		/		V3B
146	17U	689544	5349293	/	81/71	/	/	/	/	/		219/63	/		/		/		S3
147	17U	689786	5348275	/	262/86	/	/	/	/	/		284/79	/		/		/		V3B
148	17U	689717	5348546	/	80/90	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
149	17U	689708	5348585	/	76/80	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
150	18U	288461	5327341	/	276/82	/	/	/	/	/		85/54	/		/		/		S3C
151	18U	288663	5327369	/	279/88	/	/	250/78	/	/		94/67	/		100/6	L31	/		S3C
152	17U	715513	5335243	/	257/81	/	/	/	/	/		259/45	/		/		/		M8
153	17U	715515	5335268	/	306/84	/	/	/	/	/		/	/		/		/		M8
154	17U	715650	5335284	/	101/85	/	/	/	/	/		/	/		/		/		M8
155	17U	715657	5335282	/	45/90	/	/	/	/	/		45/85	/		/		/		M8
156	17U	715679	5335256	275/90	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		M8
157	17U	715692	5335268	/	141/66	/	/	/	/	/		151/15	/		/		/		M8
158	17U	715701	5335262	/	337/76	/	/	/	/	324/82	C/CS	286/70	/		/		/		M8
159	17U	715700	5335266	/	329/80	/	/	/	/	/		/	/		/		/		M8
160	17U	715697	5335272	/	255/80	/	/	/	/	/		/	/		/		/		M8
161	18U	286560	5328623	/	272/84	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
162	18U	286516	5328666	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
163	18U	286026	5328161	/	294/84	/	/	/	/	/		104/59	/		131/50	E	/		S3C
164	18U	286345	5328701	/	278/85	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V2J
165	18U	286482	5328903	/	104/86	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V2J
166	18U	287877	5328516	/	269/86	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
167	18U	323534	5323000	/	283/78	/	/	/	/	/		72/68	/		/		/		V3B
168	18U	297153	5331187	275/85	273/86	/	/	/	/	/		272/11	/		/		/		V3B
169	18U	297240	5331168	/	264/84	/	/	/	/	/		265/20	/		/		/		I3O
170	18U	297213	5331241	/	88/81	/	/	/	/	/		266/10	/		/		/		V2J
171	18U	297240	5331327	/	105/75	/	/	/	/	/		106/5	/		/		/		I3O
172	18U	297293	5331380	/	108/90	/	/	/	/	/		288/20	/		/		/		I3O
173	18U	296950	5332683	/	276/74	/	/	268/76	/	/		303/58	/		/		/		V3B
174	18U	296853	5332647	/	/	/	/	/	/	/		305/44	/		/		/		V3B

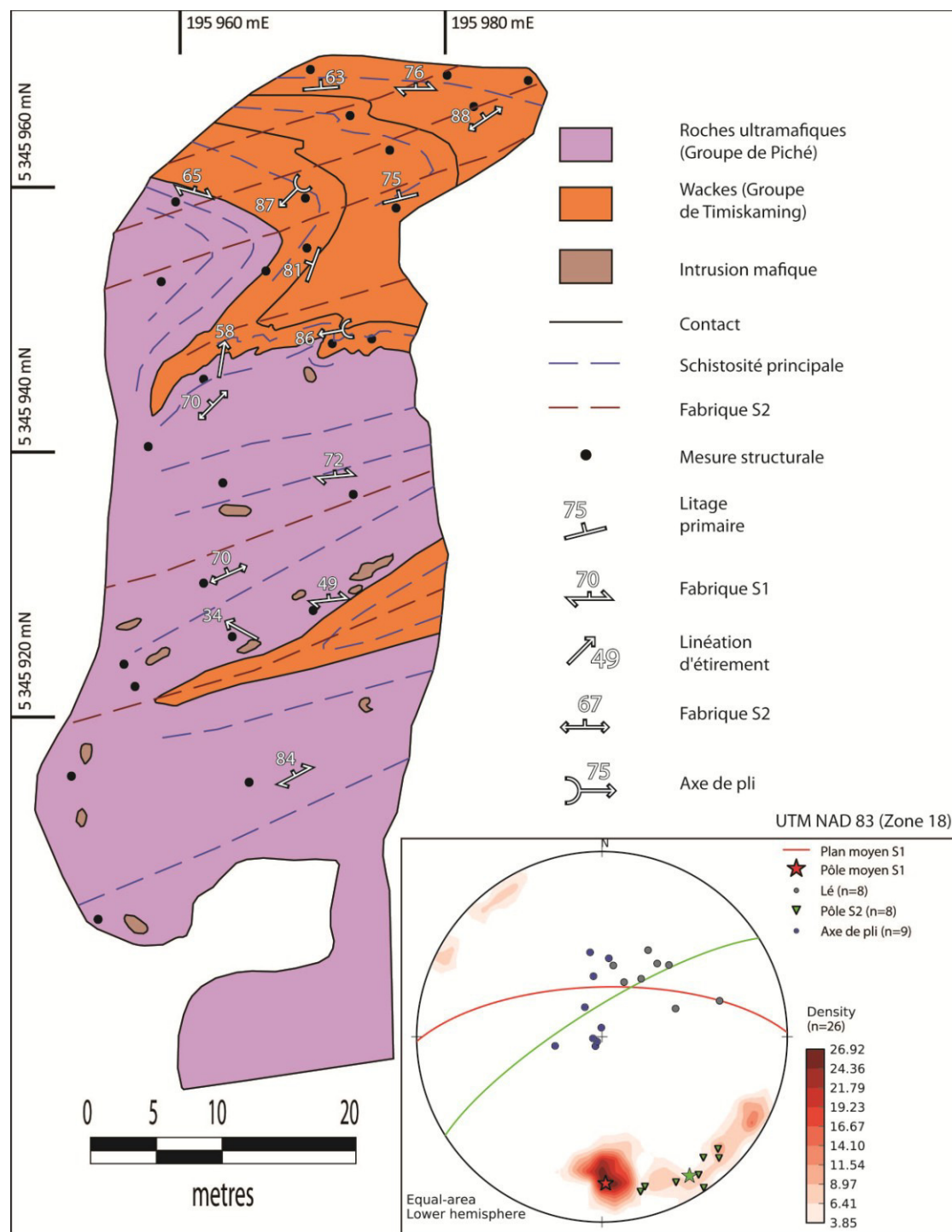
ID	Fus	UTME	UTMN	S0	S1	S2	S3	S4	PAX 4	Faill	Type	Lé	Axe Pli	P?	Li	Type	Lx	Type	Code Litho
1891	17U	655253	5337084	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1892	17U	655401	5337179	62/70	282/88	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V ET S
1893	17U	655309	5337287	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		S3
1894	17U	649005	5327636	145/	245/77	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V
1895	17U	649028	5327840	/	110/85	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1896	18U	287173	5331633	/	115/71	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1897	18U	287271	5331678	/	94/84	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1898	18U	287308	5331734	/	98/60	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		I
1899	18U	287311	5331806	/	302/74	/	/	/	/	323/81	F	324/8	/		/	/	/		I
1900	18U	287294	5331918	81/65	81/65	/	/	/	/	/		85/65	/		/	/	/		V3B
1901	18U	287101	5331868	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1902	18U	286925	5331536	92/58	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1903	18U	287077	5331304	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1904	18U	287138	5331309	/	273/73	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1905	18U	287155	5331462	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		I3A
1906	18U	287131	5331361	110/90	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V ET I
1907	18U	287405	5329206	/	252/69	/	/	/	/	/		46/48	/		/	/	/		V2J
1908	18U	287558	5329229	/	258/66	/	/	/	/	/		37/56	/		/	/	/		V2J
1909	18U	287577	5329321	/	254/81	/	/	/	/	/		290/75	/		/	/	/		V2J
1910	18U	287623	5329379	/	264/81	/	/	/	/	/		23/80	/		/	/	/		V2J
1911	18U	287630	5329415	/	250/82	/	/	/	/	/		55/61	/		/	/	/		V2J
1912	18U	287664	5329446	/	242/76	/	/	/	/	/		6/67	/		/	/	/		V2J
1913	18U	287519	5329492	/	259/69	/	/	/	/	/		267/20	/		/	/	/		V2J
1914	18U	287302	5329440	/	252/71	/	/	/	/	/		59/62	/		/	/	/		V2J
1915	18U	287314	5329244	/	95/99	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V2J
1916	18U	287156	5329303	/	262/82	/	/	/	/	/		35/79	/		/	/	/		V2J
1917	18U	285779	5330448	/	276/34	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1918	18U	285854	5330481	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1919	18U	285784	5330500	/	296/44	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1920	18U	285785	5330523	282/80	295/82	/	/	/	/	/		108/41	/		/	/	/		V3B
1921	17U	713168	5336531	292/68	300/75	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1922	17U	713110	5337228	/	271/89	/	/	/	/	/		89/68	/		/	/	/		S4D
1923	17U	713136	5336994	/	261/80	/	/	/	/	/		162/61	/		/	/	/		V3B
1924	17U	713179	5337019	/	282/76	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		S4D
1925	17U	712705	5336690	305/85	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1926	17U	712690	5336653	303/85	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1927	17U	712646	5336601	300/85	/	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		V3B
1928	18U	283695	5330539	/	284/76	/	/	/	/	/		70/66	/		/	/	/		V1D
1929	17U	718847	5337857	/	282/78	/	/	/	/	/		78/64	/		/	/	/		I2J
1930	17U	718788	5337796	316/84	273/73	/	/	48/78	/	/		68/54	/		/	/	/		S3D
1931	17U	718480	5337658	/	284/68	/	/	/	/	/		9/68	/		/	/	/		S3E
1932	17U	718200	5337472	283/77	283/77	/	/	/	/	/		63/70	/		/	/	/		S3D
1933	17U	718105	5337377	114/60	114/60	/	/	/	/	/		/	/		/	/	/		S1B

ID	Fus	UTME	UTMN	S0	S1	S2	S3	S4	PAX 4	Faill	Type	Lé	Axe	Pli	P?	Li	Type	Lx	Type	Code Litho
1934	17U	718085	5337303	305/68	293/67	/	/	/	/	/	/	57/63	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1935	17U	718066	5337226	296/77	286/79	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1936	17U	718015	5337357	322/80	268/66	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1937	17U	718737	5337541	306/68	280/83	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1938	17U	718860	5337696	294/81	294/81	/	/	257/77	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1939	17U	714820	5340823	306/67	306/67	/	/	271/79	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S
1940	17U	714818	5340733	/	91/90	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1941	17U	713782	5342304	/	295/75	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	V1D
1942	17U	713820	5342427	/	94/83	/	/	51/90	/	/	/	105/58	/	/	/	/	/	/	/	V1D
1943	17U	712754	5339093	/	292/68	/	/	/	/	/	/	88/45	/	/	/	/	/	/	/	S ET V
1944	17U	712935	5338799	/	296/73	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S4E
1945	17U	712943	5338677	/	280/84	/	/	72/88	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S ET R
1946	17U	712991	5339010	/	276/88	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S4E
1947	17U	712066	5339465	/	291/88	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S4E
1948	17U	712284	5339541	108/83	108/83	/	/	/	/	/	/	116/49	/	/	/	/	/	/	/	S ET R
1949	17U	712386	5339670	286/86	286/86	/	/	69/85	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S ET R
1950	17U	712257	5339741	292/81	292/81	/	/	248/75	/	/	/	/	/	/	/	300/42	I	/	/	S ET R
1951	17U	712200	5339792	284/73	284/73	/	/	75/88	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S ET R
1952	17U	685840	5345777	84/90	87/83	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S1D
1953	17U	680368	5345255	260/88	260/88	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1954	17U	681353	5344934	265/84	265/84	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S ET R
1955	17U	682703	5345072	/	112/83	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S4D
1956	17U	682821	5344294	93/84	93/84	/	/	74/67	/	/	/	245/77	/	/	/	99/45	I	/	/	S3D
1957	17U	692047	5345485	/	261/87	/	/	/	/	/	/	270/71	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1958	17U	691770	5345466	/	264/83	/	/	/	/	/	/	346/83	/	/	/	/	/	/	/	V3B
1959	17U	690349	5345221	/	266/84	/	/	/	/	/	/	281/67	/	/	/	/	/	/	/	V3B
1960	17U	689850	5345036	/	267/87	/	/	/	/	/	/	227/81	/	/	/	/	/	/	/	I ET R
1961	17U	689586	5344952	89/89	89/89	/	/	/	/	/	/	265/77	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1962	17U	689516	5344939	259/84	259/84	/	/	/	/	/	/	277/71	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1963	17U	687870	5344325	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1964	17U	687751	5344282	262/82	262/82	/	122/78	/	/	/	/	43/76	/	/	/	275/55	I	/	/	S3D
1965	17U	686811	5344231	260/89	260/89	/	/	/	/	/	/	268/83	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1966	17U	688187	5344375	91/90	91/90	/	/	/	/	/	/	91/79	/	/	/	/	/	/	/	S ET R
1967	17U	689195	5344768	82/89	82/89	/	/	48/90	/	/	/	258/75	/	/	/	109/88	I	/	/	S3D
1968	17U	706945	5340736	96/81	96/81	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S2C
1969	17U	706757	5340513	292/75	306/82	/	/	104/90	/	/	/	112/59	/	/	/	/	/	/	/	S3C
1970	17U	706654	5340463	293/82	293/82	/	/	/	/	/	/	98/61	/	/	/	/	/	/	/	S
1971	17U	706501	5340362	121/90	121/90	/	/	264/72	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1972	17U	706295	5340283	/	/	/	/	78/84	/	/	/	/	291/68	?	/	/	/	272/56	Axe	S2
1973	17U	706100	5340123	/	95/89	/	/	/	/	/	/	95/23	/	/	/	/	/	/	/	M16
1974	17U	706081	5340143	/	109/85	/	/	/	/	/	/	115/52	/	/	/	/	/	/	/	V, I ET R
1975	17U	705790	5340072	/	114/89	/	/	/	/	/	/	116/65	/	/	/	/	/	/	/	M8
1976	17U	705682	5339900	115/90	115/90	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S3D
1977	17U	705905	5340078	/	296/88	/	/	/	/	/	/	110/72	/	/	/	/	/	/	/	M8

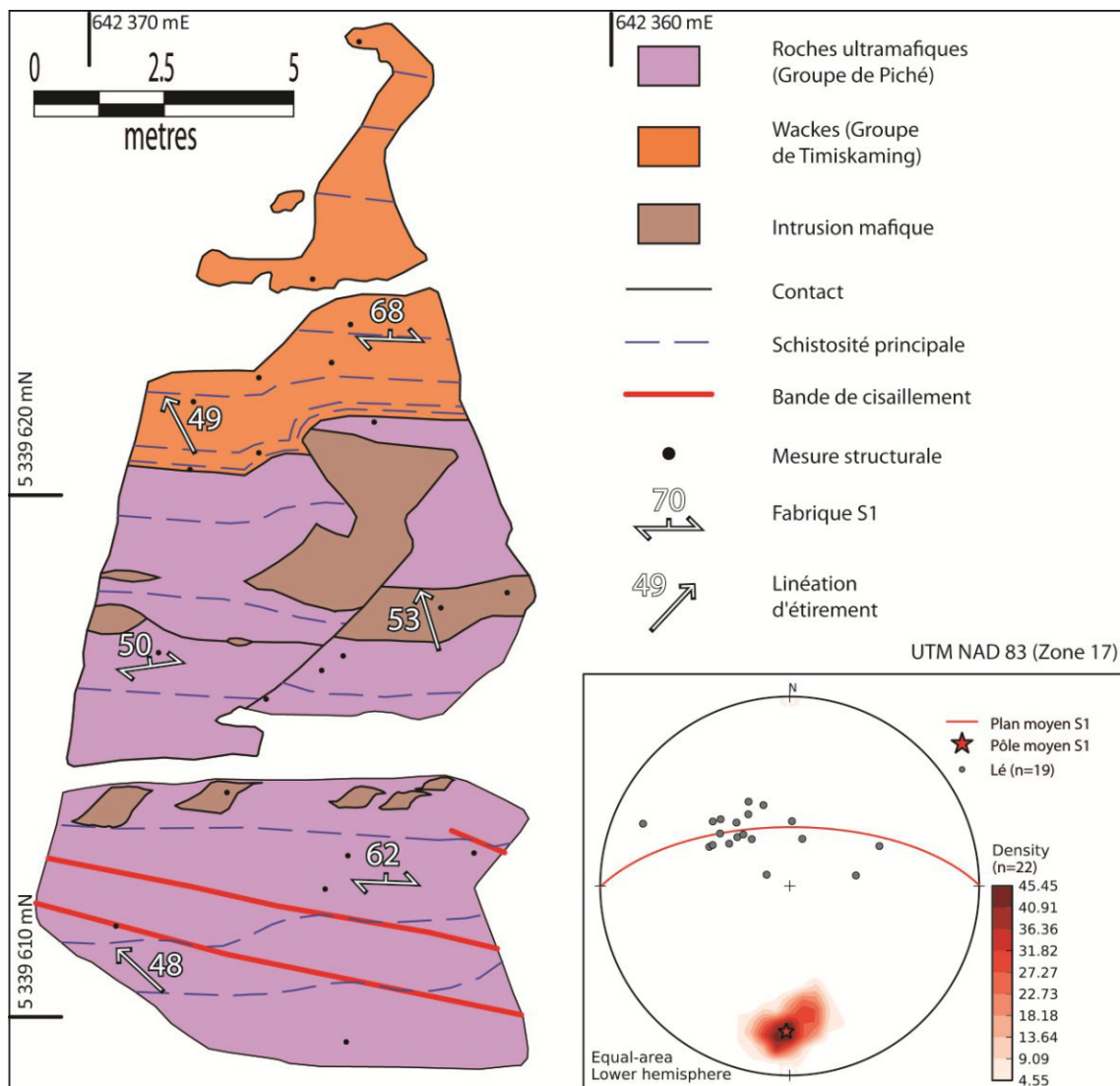
ID	Fus	UTME	UTMN	S0	S1	S2	S3	S4	PAX 4	Faill	Type	Lé	Axe Pli	P?	Li	Type	Lx	Type	Code Litho
1978	18U	276815	5335511	286/72	286/72	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V2J
1979	18U	276840	5335537	/	/	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
1980	18U	277013	5335817	/	274/77	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V E T R
1981	18U	276941	5336197	/	283/72	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V3B
1982	18U	276946	5336291	/	272/55	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V E T R
1983	17U	700721	5345314	/	250/89	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S E T R
1984	17U	703188	5345014	/	275/71	/	/	64/64	/	/		/	/		/		/		S E T R
1985	17U	703182	5345080	/	270/86	/	/	75/77	/	/		/	/		/		/		S E T R
1986	17U	704316	5345620	339/83	339/83	/	/	86/99	/	/		/	/		/		/		S3D
1987	17U	710487	5342269	314/81	314/81	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3D
1988	17U	704947	5344061	92/90	92/90	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S3
1989	17U	705173	5344203	96/78	96/78	/	/	64/88	/	/		/	66/82	A2	/		/		S3
1990	17U	704986	5344273	132/90	132/90	/	/	/	/	/		/	/		/		/		
1991	17U	703237	5343084	330/84	330/84	/	/	82/82	/	/		/	/		/		/		S3
1992	17U	703350	5343188	64/84	64/84	/	/	113/86	/	/		/	/		/		/		S3
1993	17U	703550	5343407	122/85	122/85	/	/	272/82	/	/		/	/		/		/		S3
1994	17U	704907	5341120	/	131/86	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V E T S
1995	17U	704794	5341244	/	314/88	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V E T S
1996	17U	704801	5341221	/	134/84	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V E T S
1997	17U	705181	5340733	/	118/79	/	/	/	/	312/88	C-S	/	/		/		/		V, I E T R1
1998	17U	706279	5341463	284/78	284/78	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
1999	17U	706153	5341448	281/86	281/86	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
2400	17U	680190	5345589	111/87	111/87	/	150/82	/	/	/		/	/		/		/		S
2401	17U	679969	5346796	93/89	93/89	/	121/85	/	/	/		/	/		/		/		S
2402	17U	680116	5346122	91/79	91/79	/	109/70	/	/	/		/	/		/		/		S
2403	17U	680108	5346317	288/89	288/89	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
2404	17U	680032	5346535	101/86	101/86	/	134/78	/	/	/		/	/		/		/		S
2405	17U	680156	5345957	263/89	263/89	/	120/68	/	/	/		/	/		/		/		S
2406	17U	709061	5342835	306/83	306/83	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
2407	17U	709109	5342933	316/80	316/80	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
2408	17U	709161	5343075	300/82	300/82	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
2409	17U	709179	5343084	130/78	130/78	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
2410	17U	709336	5343130	292/82	292/82	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
2411	17U	709374	5343018	292/85	292/85	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S
2412	17U	710487	5342396	124/84	124/84	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S E T R1
2413	17U	710457	5342476	301/79	301/79	/	/	289/75	/	/		/	/		/		/		S E T R1
2414	17U	710558	5342677	/	286/86	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V
2415	17U	710641	5342711	/	272/89	/	/	74/87	/	/		/	/		/		/		V
2416	17U	710615	5342641	/	292/84	/	/	/	/	/		/	/		/		/		V
2417	17U	710485	5342627	317/88	317/88	/	/	95/74	/	/		/	/		/		/		S E T R1
2418	17U	710519	5342553	301/82	301/82	/	/	83/87	/	/		/	/		/		/		S E T R1
2419	17U	719961	5335286	/	100/90	/	/	/	/	/		/	/		/		/		S E T R1
2420	17U	719690	5335427	/	295/65	/	/	272/72	/	/		/	/		/		/		S
2421	17U	719669	5335468	/	287/89	/	/	79/80	/	/		/	/		/		/		S

ANNEXE B – Localisation et analyses des échantillons de roche totale.

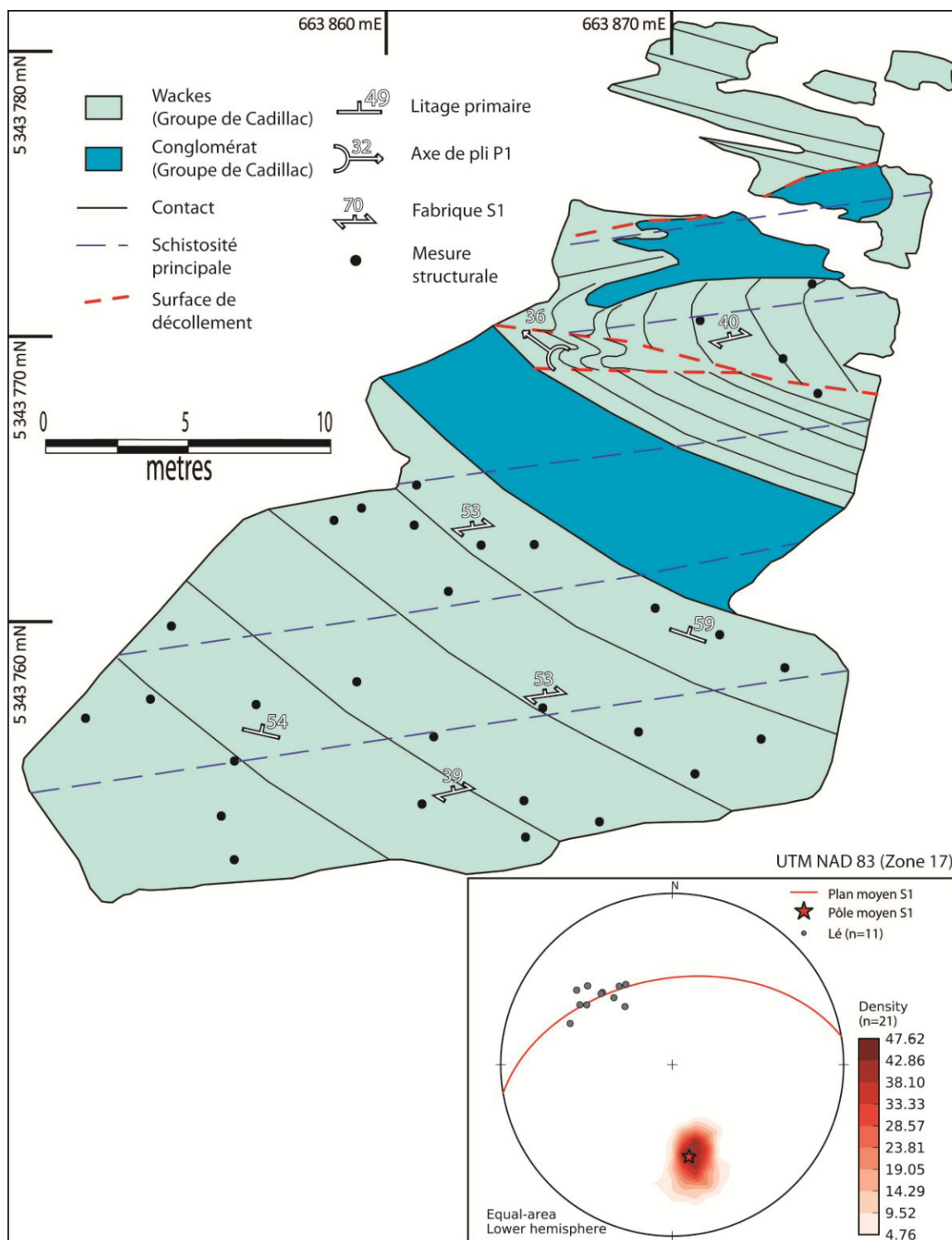
Cartographie détaillée de la tranchée Augmitto T2. Segment de Rouyn-Noranda



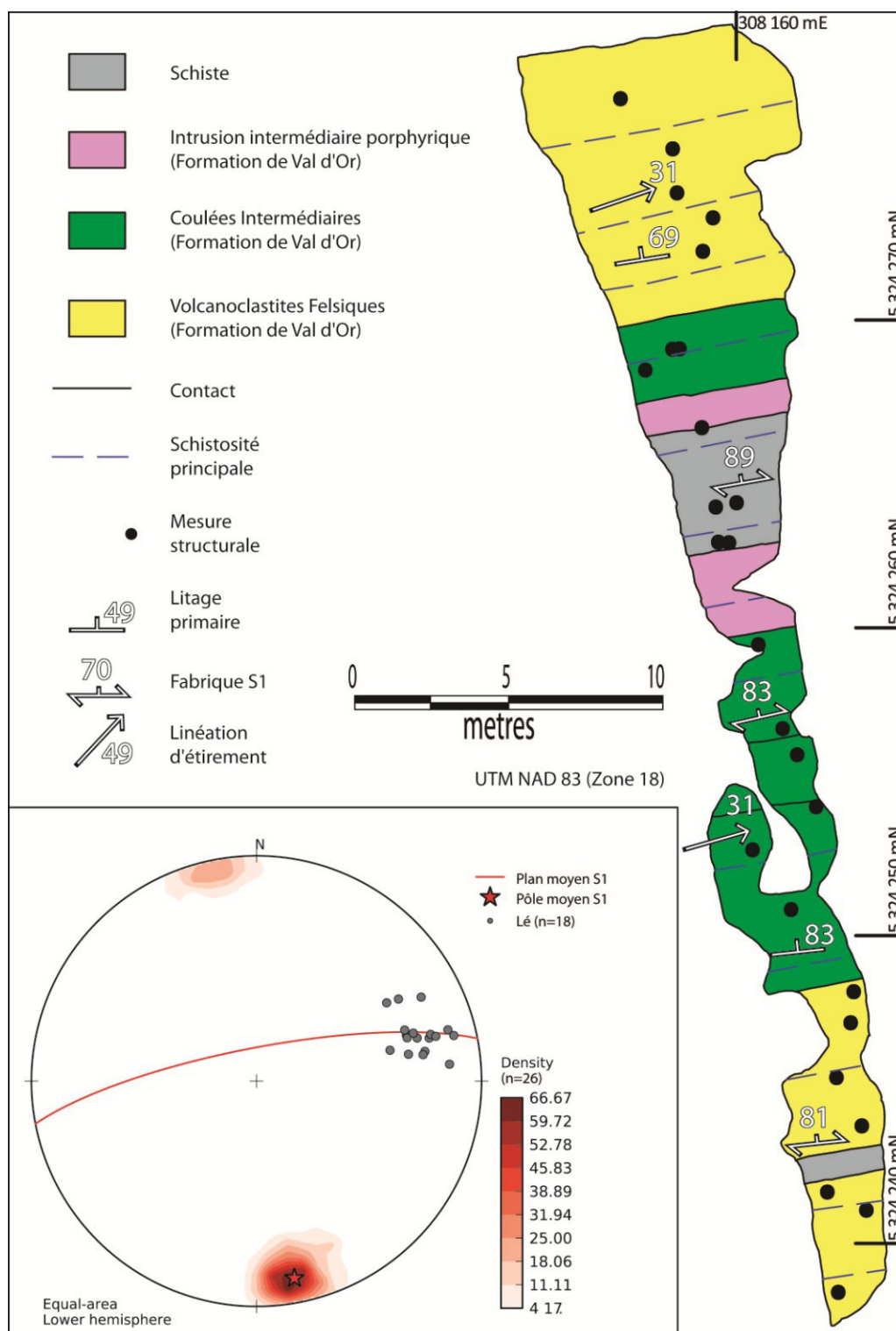
Cartographie détaillée de la tranchée Augmitto T7. Segment de Rouyn-Noranda.



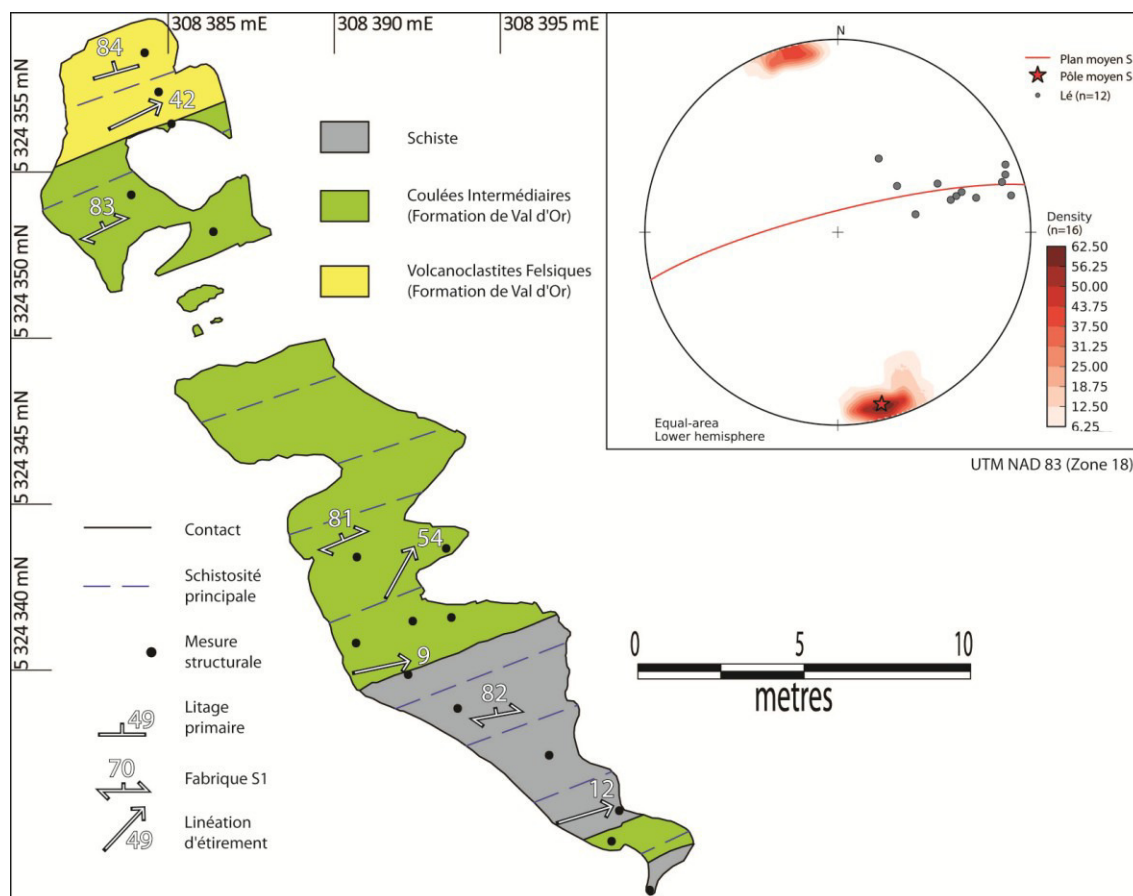
Cartographie détaillée du décapage Manuella. Segment de Joanna-Bousquet.



Cartographie détaillée de la tranchée Akasaba Ouest. Segment de Val-d'Or.



Cartographie détaillée de la tranchée Akasaba Est. Segment de Val-d'Or.



ANNEXE C – Localisation et analyses des échantillons de roche totale.

Table 1 – Localisation des échantillons

Échantillon	Géofiche/Forage	Estant	Nordant	Zone	Lithologie (terrain)
MA-30	PB-2014-152	715513	5335243	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-31	PB-2014-152	715513	5335243	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-33	PB-2014-153	715515	5335268	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-34	PB-2014-154	715650	5335284	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-35	PB-2014-154	715650	5335284	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-36	PB-2014-155	715657	5335282	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-37	PB-2014-156	715679	5335256	17	Basalte
MA-38	PB-2014-156	715679	5335256	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-39	PB-2014-157	715692	5335268	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-40	PB-2014-158	715701	5335262	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-41	PB-2014-159	715700	5335266	17	Roche ultramafique indifférenciée
ORF-45-1	OAX08-45	299143	5325122	18	Coulée ultramafique
ORF-45-2	OAX08-45	299143	5325122	18	Roche ultramafique indifférenciée
ORF-45-3	OAX08-45	299143	5325122	18	Coulée ultramafique
ORF-40-1	OAX08-40	298883	5325117	18	Coulée ultramafique
ORF-40-3	OAX08-40	298883	5325117	18	Roche ultramafique indifférenciée
ORF-21-2	OAX07-21	299053	5325251	18	Roche ultramafique indifférenciée
MAF-3678-3	BA09-3678	715290	5334910	17	Coulée ultramafique
MAF-3678-5	BA09-3678	715290	5334910	17	Coulée ultramafique
MAF-3678-7	BA09-3678	715290	5334910	17	Coulée ultramafique
MAF-3678-9	BA09-3678	715290	5334910	17	Coulée ultramafique
MAF-3678-11	BA09-3678	715290	5334910	17	Coulée ultramafique
MAF-3678-13	BA09-3678	715290	5334910	17	Coulée ultramafique
MAF-3678-14	BA09-3678	715290	5334910	17	Coulée ultramafique
MAF-4568-2	BA12-4568	715325	5335284	17	Coulée ultramafique
MAF-4568-3	BA12-4568	715325	5335284	17	Coulée ultramafique
MAF-4568-4	BA12-4568	715325	5335284	17	Coulée ultramafique
MAF-4568-5	BA12-4568	715325	5335284	17	Coulée ultramafique
MAF-4568-6	BA12-4568	715325	5335284	17	Coulée ultramafique
MAF-4568-7	BA12-4568	715325	5335284	17	Coulée ultramafique
MAF-4568-10	BA12-4568	715325	5335284	17	Coulée ultramafique
MAF-4568-11	BA12-4568	715325	5335284	17	Coulée ultramafique
MAF-3189-1	BA08-3189	715291	5334907	17	Coulée ultramafique
MAF-3189-3	BA08-3189	715291	5334907	17	Coulée ultramafique
MAF-3189-4	BA08-3189	715291	5334907	17	Coulée ultramafique

Échantillon	Géofiche/Forage	Estant	Nordant	Zone	Lithologie (terrain)
MAF-3189-5	BA08-3189	715291	5334907	17	Coulée ultramafique
MAF-3189-6	BA08-3189	715291	5334907	17	Coulée ultramafique
MAF-3189-7	BA08-3189	715291	5334907	17	Coulée ultramafique
MAF-3189-8	BA08-3189	715291	5334907	17	Coulée ultramafique
MAF-3189-9	BA08-3189	715291	5334907	17	Coulée ultramafique
AKF-235-7	IAX-13-235	307740	5324110	18	Andesite
Au-417-1	06-S-417	641967.5	5340011	17	Andesite basaltique
Au-417-2	06-S-417	641967.5	5340011	17	Roche ultramafique indifférenciée
Au-417-3	06-S-417	641967.5	5340011	17	Roche ultramafique indifférenciée
Au-417-4	06-S-417	641967.5	5340011	17	Roche ultramafique indifférenciée
Au-417-5	06-S-417	641967.5	5340011	17	Coulée ultramafique
Au-417-6	06-S-417	641967.5	5340011	17	Roche ultramafique indifférenciée
Au-417-7	06-S-417	641967.5	5340011	17	Coulée ultramafique
Au-417-8	06-S-417	641967.5	5340011	17	Roche ultramafique indifférenciée
AU-417-9	06-S-417	641967.5	5340011	17	Roche ultramafique indifférenciée
AU-417-10	06-S-417	641967.5	5340011	17	Coulée ultramafique
AS-181-1	AS86-181	646762.8	5340040	17	Roche ultramafique indifférenciée
AS-181-2	AS86-181	646762.8	5340040	17	Roche ultramafique indifférenciée
AS-181-3	AS86-181	646762.8	5340040	17	Roche ultramafique indifférenciée
AS-181-4	AS86-181	646762.8	5340040	17	Roche ultramafique indifférenciée
AS-181-5	AS86-181	646762.8	5340040	17	Roche ultramafique indifférenciée
MA-42	PB-2014-155	715657	5335282	17	Roche ultramafique indifférenciée
1879-A	PB-2015-1879	654560	5342235	17	Andesite basaltique
1887-A	PB-2015-1887	701244	5345111	17	Andesite basaltique
1887-B	PB-2015-1887	701244	5345111	17	Basalte
1887-C	PB-2015-1887	701244	5345111	17	Andesite basaltique
1892-A	PB-2015-1892	655400.56	5337179	17	Basalte
1893-A	PB-2015-1893	655309.38	5337287	17	Roche ultramafique indifférenciée
1895-A	PB-2015-1895	649027.59	5327840	17	Basalte
1926-A	PB-2015-1926	712690	5336653	17	Andesite basaltique
1927-A	PB-2015-1927	712646	5336601	17	Andesite basaltique
1927-D	PB-2015-1927	712646	5336601	17	Andesite basaltique
1958-A	PB-2015-1958	691770	5345466	17	Andesite
1959-A	PB-2015-1959	690349	5345221	17	Andesite
1974-A	PB-2015-1974	706081	5340143	17	Basalte
1994-A	PB-2015-1994	704907	5341121	17	Basalte
1994-D	PB-2015-1994	704907	5341121	17	Roche ultramafique indifférenciée
1996-A	PB-2015-1996	704801	5341221	17	Andesite basaltique
1997-A	PB-2015-1997	705101	5340733	17	Basalte

Échantillon	Géofiche/Forage	Estant	Nordant	Zone	Lithologie (terrain)
2423-A	PB-2015-2423	706108	5340177	17	Andesite basaltique
2423-A2	PB-2015-2423	706108	5340177	17	Basalte
2423-B	PB-2015-2423	706108	5340177	17	Andesite basaltique
2423-C	PB-2015-2423	706108	5340177	17	Dacite
2423-D	PB-2015-2423	706108	5340177	17	Rhyolite
2424-A	PB-2015-2424	706066	5340109	17	Andesite basaltique
2424-B	PB-2015-2424	706066	5340109	17	Dacite
2424-C	PB-2015-2424	706066	5340109	17	Andesite basaltique
2424-C3	PB-2015-2424	706066	5340109	17	Andesite basaltique
2424-D1	PB-2015-2424	706066	5340109	17	Andesite basaltique
2424-D2	PB-2015-2424	706066	5340109	17	Andesite basaltique
2424-D3	PB-2015-2424	706066	5340109	17	Andesite basaltique
2424-D4	PB-2015-2424	706066	5340109	17	Basalte
2427-A	PB-2015-2427	704928	5340866	17	Basalte
2428-B	PB-2015-2428	704907	5340929	17	Basalte
2429-A	PB-2015-2429	704828	5340987	17	Basalte
2450-E	PB-2015-2450	688717	5345155	17	Andesite basaltique
2450-E2	PB-2015-2450	688717	5345155	17	Andesite basaltique
2450-ED	PB-2015-2450	688717	5345155	17	Andesite basaltique
2451-A	PB-2015-2451	688634	5345114	17	Andesite basaltique
2451-B	PB-2015-2451	688634	5345114	17	Andesite basaltique
2451-BD	PB-2015-2451	688634	5345114	17	Andesite basaltique
2451-C	PB-2015-2451	688634	5345114	17	Andesite
2508-A2	PB-2015-2508	702409	5343667	17	Andesite
2519-A	PB-2015-2519	655429	5341945	17	Andesite
2520-C1	PB-2015-2520	655563	5341802	17	Andesite
2520-G	PB-2015-2520	655563	5341802	17	Dacite
2525-A2	PB-2015-2525	309441	5324183	18	Andesite
F17-A	AAX-07-17	294769	5326821	18	Coulée ultramafique
F17-B	AAX-07-17	294754	5326743	18	Coulée ultramafique

Table 2 – Analyses completes

Échantillon	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5 -	Cr2O3	LOI	Total	Sr	Ba	Nb	V	Co	Ga	Ge	Ag	In
MA-30	46.38	5.46	10.13	20.55	0.188	7.96	0.96	2.07 <	0.296	0.03	0.29	6.77	100.80	138	648	3.2	182	73	9	3.4	< 0.5	< 0.1
MA-31	38.15	4.54	9.34	25.81	0.134	5.80	0.02	0.01	0.227	0.01	0.29	13.88	97.92	125	18	4.6	105	82	6	1.8	3.7	< 0.1
MA-33	36.20	5.19	9.36	23.04	0.175	7.17	0.06	3.26	0.250	0.01	0.30	13.57	98.28	182	108	4.5	121	84	7	2.5	3.3	< 0.1
MA-34	49.30	5.41	9.50	20.54	0.140	7.49	0.99	2.85	0.275	< 0.01	0.29	2.77	99.27	25	65	4.5	149	78	8	3.1	3.2	< 0.1
MA-35	39.16	4.45	9.51	25.17	0.178	6.79	0.13	0.39	0.240	< 0.01	0.30	12.93	98.97	130	14	4.2	115	75	6	2	2.9	< 0.1
MA-36	38.89	4.68	9.40	21.68	0.184	7.50	0.52	2.11	0.276	0.02	0.28	12.89	98.15	137	143	4.1	118	80	7	2.6	3.2	< 0.1
MA-37	47.09	10.99	15.19	6.09	0.192	7.84	5.29	0.86	1.468	0.11	0.04	5.05	100.20	262	58	6.9	377	48	17	1.2	3.6	< 0.1
MA-38	53.13	4.38	8.98	16.00	0.198	11.17	1.95	0.54	0.199	< 0.01	0.26	3.36	99.91	151	40	4.1	150	67	13	2.5	3.3	< 0.1
MA-39	48.69	5.05	8.02	15.42	0.204	12.84	1.72	1.08	0.230	< 0.01	0.26	7.26	100.50	341	65	3.8	173	63	14	2.1	2.7	< 0.1
MA-40	36.06	4.63	9.89	24.77	0.160	6.99	0.03	0.02	0.276	< 0.01	0.30	15.41	98.24	448	3	3.5	208	85	14	1.8	2.4	< 0.1
MA-41	51.60	4.97	9.09	20.33	0.161	8.18	0.67	2.81	0.239	< 0.01	0.27	2.62	100.70	37	114	3.3	225	73	22	2.5	2.7	< 0.1
ORF-45-1	40.91	8.42	13.11	17.01	0.151	7.63	0.02	0.01 <	0.476	0.03	0.27	11.34	99.10	122	3	3.3	199	74	10	1.6	2.7	< 0.1
ORF-45-2	36.82	5.08	9.76	22.37	0.179	7.61	0.01	0.01 <	0.286	0.02	0.27	16.08	98.22	62	< 3	3	119	92	6	1.4	2.3	< 0.1
ORF-45-3	37.85	5.73	9.97	19.93	0.206	8.97	0.01	0.01 <	0.298	0.02	0.31	17.08	100.10	71	3	3.2	137	84	7	1.5	2.9	< 0.1
ORF-40-1	40.78	6.00	10.69	24.38	0.147	5.01	0.01	0.01 <	0.368	0.02	0.33	12.73	100.10	60	< 3	3.3	139	83	8	1.5	2.6	< 0.1
ORF-40-3	36.15	4.76	8.26	15.62	0.222	12.65	0.02	0.01 <	0.257	0.01	0.27	21.56	99.52	218	4	2.6	115	80	6	1	1.8	< 0.1
ORF-21-2	38.06	5.55	9.61	20.19	0.190	8.39	0.01	0.01 <	0.294	0.02	0.30	16.70	99.02	86	< 3	2.6	125	79	7	1.5	1.8	< 0.1
MAF-3678-3	39.84	5.26	9.95	25.54	0.156	5.57	0.02	0.03	0.280	0.01	0.28	12.85	99.52	112	4	11.7	117	93	6	1.6	1.6	< 0.1
MAF-3678-5	43.70	4.71	9.31	24.55	0.126	4.22	0.03	2.06	0.256	0.01	0.28	10.09	99.07	1280	109	2.3	107	94	9	2.4	1.4	< 0.1
MAF-3678-7	39.90	5.92	10.51	24.09	0.155	6.05	0.03	1.02	0.341	0.01	0.30	11.30	99.31	150	97	2.2	135	90	7	1.7	1.8	< 0.1
MAF-3678-9	39.25	5.01	9.92	21.62	0.160	6.87	0.10	2.80	0.315	0.02	0.27	11.78	97.83	133	158	2.4	116	86	7	1.6	2	< 0.1
MAF-3678-11	43.46	6.24	10.92	21.93	0.182	8.00	0.49	0.49	0.369	0.02	0.29	6.04	98.13	53	26	2.2	143	87	9	2	1.8	< 0.1
MAF-3678-13	41.34	5.70	10.85	23.90	0.186	8.25	0.31	0.38	0.326	0.02	0.31	8.96	100.20	113	8	2.1	134	83	7	1.6	1.5	< 0.1
MAF-3678-14	44.61	8.99	13.49	14.47	0.246	11.53	2.91	1.03	0.564	0.04	0.25	2.23	100.10	70	56	2.6	231	81	11	2	1	< 0.1

Échantillon	Sn	Cs	Pb	Be	Hf	Ta	W	Ti	Bi	Th	U	Rb	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
MA-30	<1	10.4	<3	4	0.5	<0.01	0.9	0.53	0.2	0.34	0.21	93	6.1	19	1.37	2.75	0.39	1.83	0.61	0.443	0.77	0.17	1.02	0.21	0.59
MA-31	1	0.4	<3	<1	0.4	0.19	7.4	0.27	0.2	0.4	0.01	<1	5.5	10	9.05	12.9	1.26	4.13	0.64	0.194	0.71	0.14	0.94	0.2	0.6
MA-33	1	20.4	<3	<1	0.4	0.17	7.7	0.85	<0.1	0.39	0.25	127	4.9	12	1	2	0.3	1.48	0.54	0.171	0.58	0.12	0.78	0.17	0.5
MA-34	1	17.2	<3	2	0.3	0.18	10.2	0.9	<0.1	0.27	0.25	117	6.4	11	0.9	1.85	0.29	1.63	0.59	0.267	0.75	0.16	1.09	0.23	0.64
MA-35	1	3.6	<3	<1	0.3	0.15	6.6	0.3	<0.1	0.23	0.09	16	4.3	10	1.28	2.19	0.31	1.47	0.49	0.162	0.58	0.11	0.78	0.16	0.46
MA-36	1	13	<3	1	0.4	0.21	7.4	0.62	<0.1	0.27	0.32	85	6	12	1.23	2.26	0.33	1.56	0.68	0.226	0.87	0.16	1.08	0.22	0.66
MA-37	2	5.7	5	2	1.6	0.35	33.7	0.44	0.5	1.07	1.12	36	21.7	56	6.34	14.1	2.02	9.24	2.72	0.967	3.08	0.59	3.88	0.8	2.27
MA-38	1	3.5	4	6	0.3	0.17	9.4	0.28	0.2	0.92	0.27	22	5.9	10	7.49	11.8	1.26	4.48	0.94	0.741	0.93	0.16	1.04	0.22	0.6
MA-39	<1	6.7	13	5	0.3	0.16	18.4	0.33	0.3	0.33	0.37	41	5.9	10	1.45	3.13	0.46	2.13	0.74	0.577	0.84	0.16	1.03	0.21	0.58
MA-40	<1	0.7	6	<1	0.4	0.13	8	0.12	0.2	0.24	0.18	1	5.5	11	1	1.93	0.29	1.51	0.58	0.148	0.69	0.14	0.9	0.2	0.57
MA-41	<1	19	<3	4	0.3	0.16	5.4	0.71	<0.1	0.21	0.11	112	4.8	10	2.23	3.82	0.46	2.11	0.6	0.261	0.66	0.13	0.87	0.19	0.55
ORF-45-1	1	1	<3	<1	0.6	0.17	5.8	0.17	<0.1	0.15	0.02	1	9.2	20	1.32	3.27	0.61	3.54	1.65	0.637	1.7	0.32	1.99	0.37	1
ORF-45-2	1	0.5	<3	<1	0.4	0.15	9.5	0.09	<0.1	0.11	0.02	<1	6.2	12	0.78	1.88	0.3	1.74	0.72	0.229	0.81	0.17	1.12	0.23	0.66
ORF-45-3	1	0.4	<3	<1	0.4	0.14	5.8	0.1	<0.1	0.2	0.01	<1	5.7	12	1.31	2.39	0.33	1.57	0.54	0.23	0.67	0.15	0.96	0.21	0.62
ORF-40-1	<1	0.3	<3	<1	0.5	0.14	5.7	0.08	<0.1	0.1	0.01	<1	3.9	16	0.56	1.28	0.22	1.13	0.45	0.165	0.52	0.1	0.68	0.15	0.45
ORF-40-3	<1	0.4	<3	<1	0.3	0.13	5.7	0.07	<0.1	0.12	<0.01	<1	4.8	11	0.69	1.44	0.25	1.27	0.45	0.256	0.64	0.13	0.87	0.18	0.52
ORF-21-2	<1	0.5	<3	<1	0.5	0.09	4.3	0.05	<0.1	0.16	<0.01	<1	4.4	14	0.94	1.66	0.24	1.25	0.48	0.183	0.56	0.12	0.8	0.17	0.47
MAF-3678-3	<1	0.4	3	<1	0.4	0.11	3.4	<0.05	<0.1	0.07	0.01	2	5.3	12	1.19	2.38	0.34	1.75	0.52	0.171	0.68	0.13	0.86	0.19	0.56
MAF-3678-5	<1	5.4	6	<1	0.3	0.1	4.1	0.59	0.2	0.14	0.44	94	4.7	11	0.89	1.69	0.23	1.17	0.44	0.133	0.57	0.12	0.82	0.17	0.51
MAF-3678-7	<1	3	6	<1	0.4	0.09	5.1	0.36	0.1	0.12	0.01	43	6.1	14	1.13	2.54	0.38	1.82	0.6	0.186	0.81	0.16	1.04	0.22	0.65
MAF-3678-9	<1	7.5	<3	<1	0.4	0.13	3.9	0.73	0.2	0.11	0.03	108	6.3	15	1	2.2	0.38	1.91	0.69	0.232	0.89	0.17	1.13	0.23	0.67
MAF-3678-11	<1	3.4	<3	<1	0.6	0.08	3.3	0.27	0.2	0.43	0.07	23	7.5	19	1.52	3.41	0.54	2.71	1.06	0.338	1.16	0.22	1.42	0.28	0.78
MAF-3678-13	<1	5.2	<3	<1	0.4	0.05	3.6	0.19	0.4	0.3	0.05	20	6.1	13	1.27	2.7	0.43	2.27	0.77	0.265	0.88	0.18	1.15	0.24	0.69
MAF-3678-14	<1	5.1	3	<1	0.7	0.13	4.7	0.33	<0.1	0.34	0.03	40	11.5	25	2.22	5.28	0.84	4.36	1.51	0.741	1.62	0.31	2.08	0.42	1.22

Échantillon	Tm	Yb	Lu	Cd	Cu	Ni	Mo	Zn	S(ppm)	Au	As	Br	Cr	Fe	Ir	Na	Sc	Sb	Se	Mass
MA-30	0.091	0.65	0.101	<0.5	43	1090	<1	78	600	21	3.7	<0.5	2280	7.78	<5	0.76	20.6	0.5	<3	22.1
MA-31	0.084	0.56	0.089	<0.5	23	1400	<1	38	1500	<2	5.1	<0.5	2120	6.95	<5	0.05	16.7	1.6	<3	21.7
MA-33	0.075	0.52	0.083	<0.5	7	1260	<1	47	300	<2	<0.5	<0.5	2220	7.08	<5	0.07	17.9	0.7	<3	21.3
MA-34	0.096	0.65	0.11	<0.5	5	1080	<1	52	400	<2	<0.5	<0.5	1980	6.43	<5	0.69	18.3	1.2	<3	23.7
MA-35	0.066	0.42	0.068	<0.5	54	1380	<1	53	500	<2	<0.5	<0.5	2200	6.86	<5	0.12	17.5	2	<3	20.1
MA-36	0.099	0.63	0.096	<0.5	39	1140	<1	49	500	<2	<0.5	<0.5	2110	7.25	<5	0.41	18.8	0.7	<3	19
MA-37	0.333	2.33	0.369	<0.5	971	144	<1	65	17500	4300	<0.5	<0.5	263	10	<5	3.6	38.1	1.2	<3	28.9
MA-38	0.088	0.6	0.096	<0.5	41	1080	<1	91	3800	761	1.7	<0.5	1720	5.78	<5	1.32	13.4	0.6	<3	28.5
MA-39	0.081	0.51	0.082	0.6	36	864	<1	56	5500	5820	11.5	<0.5	1720	5.37	<5	1.15	15.1	0.6	<3	25.5
MA-40	0.086	0.61	0.093	<0.5	5	1270	<1	50	3700	4860	10.1	<0.5	2320	7.45	<5	0.04	19.1	1.2	<3	20
MA-41	0.091	0.62	0.102	<0.5	84	995	<1	57	400	3830	<0.5	<0.5	1930	6.55	<5	0.52	17.6	0.8	<3	21.5
ORF-45-1	0.15	1.01	0.141	<0.5	161	618	<1	78	500	37	21.2	<0.5	2000	9.23	<5	0.03	30.6	0.3	<3	21.7
ORF-45-2	0.096	0.63	0.101	<0.5	7	1200	<1	54	500	12	146	<0.5	2180	7.58	<5	0.03	19.5	1.8	<3	18.8
ORF-45-3	0.088	0.52	0.081	<0.5	14	1090	<1	51	500	<2	221	<0.5	2220	7.07	<5	0.03	20.2	1.8	<3	20.5
ORF-40-1	0.068	0.44	0.062	<0.5	21	1230	<1	60	200	<2	8.5	<0.5	2510	7.7	<5	0.04	21.7	0.5	<3	18
ORF-40-3	0.081	0.56	0.081	<0.5	39	1080	<1	45	1200	66	1040	<0.5	1850	5.57	<5	0.03	16.6	5.2	<3	24
ORF-21-2	0.07	0.5	0.074	<0.5	21	1060	<1	51	700	<2	252	<0.5	2290	7.19	<5	0.03	20.2	1	<3	19.7
MAF-3678-3	0.078	0.48	0.077	<0.5	68	1280	<1	57	300	<2	<0.5	<0.5	2070	7.03	<5	0.03	18.7	<0.1	<3	20.9
MAF-3678-5	0.075	0.49	0.082	<0.5	86	1360	<1	67	1700	<2	<0.5	<0.5	2050	6.56	<5	0.04	17.3	<0.1	<3	20.2
MAF-3678-7	0.097	0.64	0.099	<0.5	59	1230	<1	55	600	<2	<0.5	<0.5	2240	7.7	<5	0.04	21.1	0.4	<3	21.6
MAF-3678-9	0.1	0.66	0.102	<0.5	58	1180	<1	54	1600	16	<0.5	<0.5	2000	7.15	<5	0.09	19.1	0.4	<3	21.5
MAF-3678-11	0.118	0.81	0.129	<0.5	89	1100	<1	66	2200	<2	<0.5	<0.5	2260	8.12	<5	0.39	24	0.6	<3	22.3
MAF-3678-13	0.103	0.69	0.102	<0.5	49	1220	<1	58	1700	<2	4	<0.5	2190	7.56	<5	0.24	19.9	0.8	<3	19.1
MAF-3678-14	0.184	1.23	0.182	0.5	23	422	<1	70	500	<2	<0.5	<0.5	1770	9.16	<5	2.09	32.2	<0.1	<3	30.1

Échantillon	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Cr2O3	LOI	Total	Sr	Ba	Nb	V	Co	Ga	Ge	Ag	In
MAF-4568-2	42.78	5.76	10.84	22.38	0.152	6.91	0.12	2.34	0.328	0.01	0.41	8.35	99.97	123	96	0.8	154	91	9	2.1	<0.5	<0.1
MAF-4568-3	46.94	5.04	9.19	18.48	0.165	9.46	0.87	2.47	0.258	0.01	0.29	6.15	99.03	129	420	2	118	78	10	4.2	1.2	<0.1
MAF-4568-4	41.14	4.59	8.88	21.92	0.166	9.24	0.30	2.61	0.261	0.04	0.29	10.93	100.10	231	284	2	111	78	9	3	<0.5	<0.1
MAF-4568-5	44.12	4.81	9.37	22.84	0.151	7.15	0.27	2.47	0.250	0.02	0.29	8.28	99.73	89	69	1.5	122	76	8	3	<0.5	<0.1
MAF-4568-6	37.71	4.62	9.14	22.97	0.173	7.24	0.06	2.37	0.263	0.01	0.26	14.45	99.01	449	274	1.5	110	79	6	3.1	1.3	<0.1
MAF-4568-7	47.21	5.51	9.13	17.06	0.135	6.41	0.80	3.36	0.293	0.01	0.27	8.93	98.84	129	189	2.4	121	73	21	3.5	1.1	<0.1
MAF-4568-10	41.88	3.86	6.61	15.98	0.170	15.17	1.63	0.81	0.229	0.02	0.22	12.76	99.12	210	61	1.9	122	55	7	3	1.4	<0.1
MAF-4568-11	42.92	4.61	9.41	21.75	0.177	8.41	0.22	3.17	0.283	0.02	0.26	9.26	100.20	126	136	1.7	125	78	7	3	1.2	<0.1
MAF-3189-1	43.58	6.24	10.64	23.19	0.149	6.70	0.08	0.03	0.291	0.02	0.31	8.12	99.04	38	3	1.5	142	90	8	2.6	1.2	<0.1
MAF-3189-3	38.65	4.13	9.56	22.02	0.208	7.41	0.02	2.70	0.293	0.02	0.26	13.43	98.44	158	134	1.7	113	93	8	2.2	1.6	<0.1
MAF-3189-4	40.47	5.97	10.49	23.45	0.172	7.28	0.06	0.26	0.315	0.03	0.31	9.55	98.03	112	88	1.3	132	85	7	2.1	1.1	<0.1
MAF-3189-5	49.74	5.21	9.24	21.45	0.150	7.02	0.09	3.88	0.299	<0.01	0.28	3.00	100.10	43	155	1.8	117	77	12	3.8	1.5	<0.1
MAF-3189-6	44.39	4.49	8.65	21.19	0.164	8.96	0.09	2.94	0.234	0.01	0.26	8.75	99.86	187	164	1.4	108	77	8	3.7	1.6	<0.1
MAF-3189-7	40.84	6.68	11.35	20.19	0.181	7.24	0.09	3.66	0.387	0.03	0.36	9.38	100.00	173	198	1.6	159	85	9	2.4	1.3	<0.1
MAF-3189-8	39.25	6.41	10.36	21.43	0.172	8.46	0.16	0.63	0.393	0.03	0.27	12.31	99.60	164	53	1.5	135	86	8	2	1.2	<0.1
MAF-3189-9	44.45	6.67	10.43	20.79	0.163	8.90	0.15	0.91	0.367	0.02	0.28	7.64	100.50	94	75	1.5	134	86	8	2.5	1.2	<0.1
AKF-235-7	48.79	15.00	6.78	3.27	0.161	11.17	2.56	1.53	0.747	0.17	0.01	10.71	100.90	312	294	5.1	143	21	17	2.3	1.6	<0.1
Au-417-1	39.65	10.30	9.03	10.15	0.132	5.39	4.91	0.01	0.659	0.20	0.07	17.94	98.37	197	31	3.6	189	37	12	1.3	1	<0.1
Au-417-2	31.53	4.49	8.94	17.44	0.163	9.17	0.21	0.01	0.284	0.03	0.24	25.34	97.60	211	11	1	119	69	6	1.2	0.8	<0.1
Au-417-3	40.44	6.67	10.67	24.49	0.124	4.43	0.06	0.18	0.321	0.02	0.33	12.18	99.60	57	229	0.9	146	83	8	1.7	1.1	<0.1
Au-417-4	33.36	4.73	8.58	19.52	0.131	5.63	0.34	<0.01	0.248	0.02	0.25	25.41	97.95	47	6	0.7	107	71	6	1.3	0.8	<0.1
Au-417-5	41.58	4.09	8.06	26.88	0.162	5.45	0.04	0.05	0.217	<0.01	0.29	13.49	100.00	154	16	0.7	93	92	5	1.6	0.7	<0.1
Au-417-6	30.84	4.56	7.79	9.73	0.322	19.07	1.09	0.13	0.244	0.04	0.27	23.88	97.69	133	24	0.8	105	68	6	1.1	0.6	<0.1
Au-417-7	39.60	4.58	8.67	26.65	0.181	5.93	0.04	0.03	0.210	0.01	0.28	14.15	100.00	205	8	0.6	101	86	6	1.6	0.6	<0.1
Au-417-8	29.50	4.03	7.23	6.87	0.388	25.57	0.12	<0.01	0.230	0.02	0.23	25.66	99.62	194	7	0.8	93	65	5	1	0.7	<0.1
AU-417-9	31.28	4.68	9.33	18.35	0.165	8.44	0.30	0.01	0.302	0.03	0.26	25.48	98.36	209	8	1.4	119	70	6	0.8	<0.5	<0.1
AU-417-10	45.03	4.54	8.18	27.66	0.119	3.71	0.04	0.03	0.239	<0.01	0.31	11.19	100.80	99	9	0.6	93	89	5	1.9	<0.5	<0.1
AS-181-1	36.88	5.06	9.14	18.23	0.216	10.59	0.01	<0.01	0.284	0.02	0.26	19.58	100.00	95	4	0.7	117	73	6	1.5	<0.5	<0.1

Échantillon	Sn	Cs	Pb	Be	Hf	Ta	W	Ti	Bi	Th	U	Rb	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
MAF-4568-2	<1	13.1	4	2	0.5	<0.01	2.4	0.58	0.1	0.11	0.2	103	7.2	16	1.11	2.33	0.38	2.05	0.82	0.221	1.02	0.2	1.35	0.27	0.77
MAF-4568-3	<1	12.9	4	3	0.4	0.08	3.4	0.68	0.2	0.14	0.87	103	5	14	2.2	3	0.36	1.78	0.53	0.374	0.79	0.15	0.93	0.2	0.57
MAF-4568-4	<1	11.3	3	2	0.4	<0.01	<0.5	0.64	<0.1	0.1	1.24	94	5.3	14	1.77	2.91	0.39	1.92	0.58	0.363	0.71	0.15	1.01	0.2	0.58
MAF-4568-5	<1	12.2	<3	2	0.4	<0.01	0.6	0.69	<0.1	0.07	0.34	94	5.7	13	0.7	1.6	0.28	1.59	0.61	0.411	0.73	0.15	1	0.21	0.63
MAF-4568-6	<1	9.1	5	2	0.4	0.04	2.2	0.82	<0.1	0.1	0.29	95	4.9	14	0.89	1.84	0.31	1.57	0.57	0.274	0.74	0.14	0.9	0.2	0.59
MAF-4568-7	<1	13.4	6	4	0.4	0.04	1.9	1.18	<0.1	0.16	1.36	176	5.4	15	3.33	5.62	0.6	2.28	0.66	0.223	0.74	0.15	1	0.2	0.56
MAF-4568-10	<1	3.8	10	<1	0.3	0.04	5.3	0.47	<0.1	0.09	0.49	38	3.8	10	1.15	2.18	0.31	1.62	0.48	0.669	0.63	0.12	0.73	0.14	0.38
MAF-4568-11	<1	15.1	41	1	0.4	0.05	2	0.99	0.6	0.16	0.52	144	5.1	13	1.23	2.51	0.4	1.95	0.7	0.257	0.88	0.16	0.95	0.19	0.54
MAF-3189-1	<1	0.5	<3	<1	0.4	0.03	2.2	0.17	0.4	0.1	0.03	2	6.3	13	0.83	1.99	0.33	1.74	0.63	0.241	0.85	0.17	1.1	0.24	0.71
MAF-3189-3	<1	9.6	13	<1	0.4	0.1	1.9	0.79	0.4	0.21	0.03	120	2.9	14	1	2.09	0.29	1.58	0.46	0.156	0.54	0.09	0.54	0.11	0.3
MAF-3189-4	<1	2.2	4	<1	0.4	0.02	12.9	0.24	0.2	0.08	0.02	15	6.2	14	0.85	2.17	0.35	2.13	0.7	0.306	0.97	0.18	1.14	0.24	0.72
MAF-3189-5	<1	17.2	8	2	0.5	0.06	2.8	1.33	1	0.16	0.45	206	5.2	14	1.99	3.52	0.42	1.94	0.59	0.259	0.8	0.15	0.96	0.19	0.57
MAF-3189-6	<1	12.4	55	2	0.3	0.03	1.7	1.07	3	0.14	0.76	146	5.5	11	1.61	2.93	0.39	1.96	0.64	0.319	0.81	0.15	0.96	0.2	0.6
MAF-3189-7	<1	15	3	1	0.6	0.05	1.7	1.28	<0.1	0.12	0.03	177	7.2	17	1.06	2.35	0.36	2.05	0.73	0.237	1.05	0.19	1.23	0.27	0.79
MAF-3189-8	<1	1.8	4	<1	0.6	0.03	2.6	0.39	<0.1	0.16	0.03	24	6.9	19	1.07	2.62	0.45	2.22	0.77	0.218	0.97	0.19	1.25	0.27	0.74
MAF-3189-9	<1	2.7	4	<1	0.6	0.04	5.8	0.32	0.3	0.11	0.05	36	7.2	18	1.01	2.42	0.4	2.27	0.79	0.299	1.01	0.2	1.23	0.25	0.75
AKF-235-7	1	3.4	<3	<1	1.9	0.25	5.2	0.31	0.6	0.74	0.38	60	12.6	79	9.02	19.2	2.55	10.9	2.6	0.79	2.27	0.38	2.24	0.44	1.21
Au-417-1	<1	0.1	<3	<1	1.2	0.15	3.4	0.11	<0.1	0.96	0.29	<1	14	46	12	25.2	3.44	15	3.06	0.901	2.63	0.42	2.6	0.54	1.54
Au-417-2	<1	0.1	<3	<1	0.3	<0.01	6.6	<0.05	<0.1	0.1	0.01	<1	5.5	12	1.07	2.41	0.37	1.95	0.72	0.293	0.89	0.17	1.11	0.22	0.64
Au-417-3	<1	7.3	<3	<1	0.4	0.01	2.4	0.1	<0.1	0.07	0.01	11	5.9	13	0.66	1.43	0.24	1.38	0.58	0.206	0.79	0.16	1.06	0.23	0.69
Au-417-4	<1	0.2	<3	<1	0.3	<0.01	4.6	<0.05	<0.1	<0.05	0.01	<1	5.1	10	0.5	1.29	0.22	1.33	0.56	0.235	0.76	0.14	0.97	0.2	0.59
Au-417-5	<1	4.2	<3	<1	0.2	<0.01	2.3	0.06	<0.1	0.06	<0.01	5	5.8	7	0.71	1.64	0.27	1.5	0.54	0.256	0.79	0.15	0.94	0.2	0.62
Au-417-6	<1	1.1	27	<1	0.3	0.02	576	0.07	<0.1	0.07	0.01	5	4.9	9	0.69	1.53	0.26	1.38	0.49	0.202	0.72	0.14	0.88	0.18	0.52
Au-417-7	<1	5.1	<3	<1	0.3	<0.01	11.9	<0.05	<0.1	0.08	<0.01	2	5	8	0.71	1.61	0.25	1.29	0.5	0.306	0.7	0.14	0.9	0.19	0.54
Au-417-8	<1	0.3	<3	<1	0.3	<0.01	4.9	0.09	<0.1	0.09	0.02	<1	5.2	8	1.22	2.22	0.32	1.58	0.61	0.243	0.76	0.14	0.92	0.18	0.51
AU-417-9	<1	0.1	<3	<1	0.4	<0.01	2.6	0.13	<0.1	0.07	0.01	<1	5.9	14	0.83	2.12	0.36	1.88	0.62	0.253	0.84	0.16	1	0.21	0.59
AU-417-10	<1	4.2	<3	<1	0.3	<0.01	5.5	<0.05	<0.1	0.05	<0.01	3	4.1	8	0.44	1.07	0.19	0.95	0.36	0.179	0.56	0.11	0.71	0.15	0.45
AS-181-1	<1	0.2	<3	<1	0.4	<0.01	2.4	<0.05	<0.1	0.08	0.01	<1	5.2	10	0.85	1.91	0.3	1.48	0.6	0.226	0.85	0.15	0.99	0.2	0.61

Échantillon	Tm	Yb	Lu	Cd	Cu	Ni	Mo	Zn	S(ppm)	Au	As	Br	Cr	Fe	Ir	Na	Sc	Sb	Se	Mass
MAF-4568-2	0.109	0.71	0.111	<0.5	84	1140	<1	88	800	<2	2.3	<0.5	2760	7.77	<5	0.1	20.6	0.7	<3	19.8
MAF-4568-3	0.083	0.55	0.086	<0.5	4	1010	<1	63	1400	<2	4.5	<0.5	1880	6.51	<5	0.64	17.8	1.3	<3	22.3
MAF-4568-4	0.085	0.57	0.088	<0.5	33	1210	<1	61	700	<2	<0.5	<0.5	1920	6.24	<5	0.23	17.3	0.6	<3	21.7
MAF-4568-5	0.095	0.62	0.095	<0.5	16	1160	<1	63	200	21	3.3	<0.5	1850	7.02	<5	0.22	16.8	1.3	<3	20.1
MAF-4568-6	0.081	0.5	0.077	<0.5	9	1190	<1	49	300	<2	<0.5	<0.5	1780	6.55	<5	0.07	17.3	0.5	<3	19
MAF-4568-7	0.081	0.54	0.085	<0.5	3	891	<1	78	500	<2	<0.5	<0.5	1750	6.23	<5	0.61	18.4	0.9	<3	20.7
MAF-4568-10	0.055	0.37	0.069	0.6	<1	794	<1	42	700	<2	<0.5	<0.5	1430	4.62	<5	1.2	14.3	0.5	<3	25.9
MAF-4568-11	0.078	0.52	0.077	<0.5	71	1180	<1	51	400	<2	<0.5	<0.5	1800	6.65	<5	0.18	17.8	1	<3	19.5
MAF-3189-1	0.106	0.69	0.103	<0.5	58	1140	<1	55	3400	17	5	<0.5	2120	7.53	<5	0.08	20.8	<0.1	<3	21.5
MAF-3189-3	0.044	0.29	0.052	<0.5	82	1300	<1	76	4400	24	<0.5	<0.5	1590	6.6	<5	0.04	15.9	<0.1	<3	25.3
MAF-3189-4	0.095	0.6	0.098	<0.5	63	1190	<1	55	1600	<2	<0.5	<0.5	2030	7.5	<5	0.07	20.5	0.5	<3	20.7
MAF-3189-5	0.086	0.59	0.094	<0.5	27	1110	<1	69	300	<2	2.6	<0.5	1760	6.49	<5	0.08	17.9	0.6	<3	22.8
MAF-3189-6	0.09	0.6	0.093	<0.5	84	1110	3	70	2300	79	<0.5	<0.5	1580	5.64	<5	0.09	14.6	<0.1	<3	20.8
MAF-3189-7	0.112	0.72	0.105	<0.5	54	823	5	61	500	33	<0.5	<0.5	2540	8.28	<5	0.09	23.4	<0.1	<3	22.9
MAF-3189-8	0.119	0.77	0.114	<0.5	55	1120	<1	55	800	<2	<0.5	<0.5	1720	7.38	<5	0.14	21.3	<0.1	<3	20
MAF-3189-9	0.115	0.76	0.118	<0.5	61	1140	<1	56	1800	<2	<0.5	<0.5	1740	6.92	<5	0.14	20.7	0.2	<3	22
AKF-235-7	0.177	1.28	0.205	<0.5	142	55	1	52	1600	22	<0.5	<0.5	90	4.9	<5	1.85	14.1	3	<3	24.7
Au-417-1	0.23	1.57	0.239	<0.5	53	206	<1	58	2100	43	172	<0.5	478	6.2	<5	3.62	20.4	7.2	<3	28
Au-417-2	0.093	0.61	0.096	<0.5	53	877	<1	53	6100	126	1340	<0.5	1580	6.22	<5	0.16	14.8	46.2	<3	27.7
Au-417-3	0.107	0.71	0.114	<0.5	35	1100	<1	48	400	<2	25.7	<0.5	2340	8.01	<5	0.07	22	15.7	<3	18.8
Au-417-4	0.085	0.57	0.086	<0.5	41	1010	<1	43	1700	29	91.1	<0.5	1710	6.18	<5	0.25	15.5	5	<3	28.2
Au-417-5	0.09	0.6	0.093	<0.5	74	1620	<1	42	1000	<2	20	<0.5	2030	5.88	<5	0.04	14.9	4.8	<3	20.9
Au-417-6	0.075	0.5	0.078	0.9	50	1020	<1	103	2100	<2	652	<0.5	1960	5.59	<5	0.79	16	7.4	<3	24.6
Au-417-7	0.078	0.52	0.078	<0.5	24	1480	<1	51	500	<2	10.7	<0.5	2020	6.12	<5	0.04	16	5.1	<3	19.5
Au-417-8	0.072	0.47	0.077	<0.5	56	1030	<1	38	1900	<2	47.4	<0.5	1630	5.07	<5	0.1	14	0.5	<3	24.4
AU-417-9	0.08	0.52	0.081	<0.5	218	917	<1	65	5500	293	1520	<0.5	1760	6.15	<5	0.23	15.9	161	<3	26.1
AU-417-10	0.064	0.41	0.065	<0.5	64	1580	<1	45	500	<2	15.5	<0.5	2130	5.32	<5	0.04	14.2	4.2	<3	21.4
AS-181-1	0.092	0.6	0.091	<0.5	48	1070	<1	41	600	<2	196	<0.5	1890	6.44	<5	0.02	17	2	<3	20.7

Échantillon	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Cr2O3	LOI	Total	Sr	Ba	Nb	V	Co	Ga	Ge	Ag	In
AS-181-2	37.40	5.16	8.92	13.44	0.243	12.43	0.01	<0.01	0.319	0.01	0.29	22.26	100.20	59	3	0.6	122	81	7	1.3	0.6	<0.1
AS-181-3	24.70	2.88	6.23	11.25	0.162	10.40	0.02	0.22	0.171	0.02	0.17	25.79	81.83	55	20	0.5	71	52	4	0.7	<0.5	<0.1
AS-181-4	32.64	4.91	8.06	18.31	0.148	8.36	0.03	<0.01	0.233	<0.01	0.25	25.06	97.76	72	4	0.5	102	71	6	1.2	0.6	<0.1
AS-181-5	42.54	4.88	9.18	19.29	0.186	11.17	<0.01	<0.01	0.291	0.02	0.27	12.90	100.50	93	5	0.7	114	87	7	2.1	0.6	<0.1
MA-42	49.58	4.84	7.68	15.12	0.196	12.49	1.73	0.87	0.216	<0.01	0.24	6.81	99.54	333	52	0.4	166	58	14	2.6	<0.5	<0.1
1879-A	56.18	15.78	12.42	4.69	0.052	1.64	0.66	1.33	1.333	0.08	0.05	5.71	99.87	150	99	5.1	322	53	22	3.8		<0.1
1887-A	44.17	11.04	11.72	4.37	0.251	12.12	1.74	0.66	1.338	0.11	0.03	11.82	99.33	125	140	3.6	342	44	17	1.2		<0.1
1887-B	52.44	14.24	12.85	5.06	0.226	4.46	2.80	0.37	1.491	0.14	0.03	6.36	100.40	141	151	4.7	353	46	21	1.7		0.1
1887-C	53.30	16.67	11.36	9.15	0.157	0.82	3.34	0.30	0.718	0.06	0.04	4.88	100.70	114	73	2	254	43	17	1.9		<0.1
1892-A	54.12	13.96	12.77	3.92	0.253	7.86	3.83	0.39	2.023	0.17	0.01	1.51	100.80	182	144	4.5	421	49	24	2.1		0.1
1893-A	38.11	11.84	12.90	23.03	0.145	4.56	0.29	0.02	0.619	0.05	0.41	7.81	99.38	32	55	0.6	220	64	14	1.2		<0.1
1895-A	51.14	14.70	15.37	5.21	0.180	5.40	3.90	0.87	1.325	0.11	0.04	2.14	100.30	178	365	2.4	357	57	17	1.5		0.1
1926-A	50.75	16.67	9.92	7.11	0.189	7.81	3.18	1.74	0.521	0.05	0.04	1.54	99.49	82	131	2	211	48	11	1.5		<0.1
1927-A	51.96	17.06	10.18	6.23	0.195	8.38	2.33	0.13	0.685	0.07	0.02	2.40	99.63	81	20	2.2	233	46	14	1.6		<0.1
1927-D	51.40	17.28	10.45	6.82	0.207	8.57	2.49	0.16	0.681	0.06	0.02	2.70	100.80	82	21	2	247	52	13	1.8		<0.1
1958-A	59.20	15.30	6.86	4.11	0.110	4.24	4.60	0.57	0.831	0.18	0.04	4.35	100.30	439	252	4.5	138	23	17	1.3		<0.1
1959-A	53.77	14.91	9.98	6.64	0.186	5.42	2.28	1.62	0.901	0.16	0.04	2.68	98.55	285	480	4.4	170	31	18	1.3		<0.1
1974-A	49.20	14.22	13.65	7.16	0.192	7.56	2.91	0.17	0.999	0.07	0.03	4.22	100.30	88	23	1.7	320	52	18	1.9		<0.1
1994-A	51.82	15.58	14.52	3.92	0.276	3.85	2.66	0.48	1.838	0.17	0.04	5.85	100.90	261	181	4.5	449	53	20	1.5		0.1
1994-D	46.95	14.57	9.86	14.36	0.187	7.81	1.29	0.81	0.383	0.04	0.31	4.48	100.70	114	141	0.8	158	60	8	1.4		<0.1
1996-A	49.79	15.77	8.67	4.10	0.207	7.58	2.94	1.14	0.697	0.08	0.02	8.76	99.73	204	204	1.8	190	31	18	1.3		<0.1
1997-A	51.24	14.19	13.32	3.90	0.252	11.31	2.29	0.22	1.206	0.09	0.04	2.84	100.90	153	35	2.3	360	49	17	1.6		<0.1
2423-A	56.68	14.19	9.95	4.25	0.147	6.55	2.77	1.17	0.833	0.12	0.04	3.42	100.10	298	282	3.8	221	35	20	1.4		<0.1
2423-A2	49.43	13.48	11.05	4.46	0.208	8.62	2.98	0.60	1.621	0.15	0.02	8.19	100.80	250	135	7.5	407	51	18	1.7		0.1
2423-B	44.78	12.71	15.86	5.31	0.180	6.72	1.72	0.10	1.656	0.12	0.03	9.46	98.61	104	30	3.1	435	49	20	1.2		<0.1
2423-C	72.80	14.36	2.82	1.41	0.028	1.80	5.34	0.95	0.258	0.09	<0.01	0.98	100.80	70	272	1.9	33	7	18	0.8		<0.1
2423-D	74.72	12.65	3.01	1.12	0.043	1.60	5.29	0.26	0.319	0.09	<0.01	1.28	100.40	92	83	4.2	19	7	16	1.1		<0.1
2424-A	56.91	14.06	9.42	4.08	0.143	6.42	2.84	1.34	0.805	0.11	0.05	3.72	99.84	307	325	3.6	204	33	19	1.5		<0.1

Échantillon	Sn	Cs	Pb	Be	Hf	Ta	W	Ti	Bi	Th	U	Rb	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
AS-181-2	<1	<0.1	<3	<1	0.4	<0.01	5.1	<0.05	<0.1	0.06	0.02	<1	6.7	12	1.12	2.28	0.38	2.21	0.74	0.257	0.89	0.17	1.09	0.23	0.69
AS-181-3	<1	0.1	<3	<1	0.2	<0.01	56.2	<0.05	<0.1	<0.05	<0.01	5	3.4	6	0.56	1.34	0.21	1.1	0.38	0.137	0.55	0.09	0.59	0.12	0.35
AS-181-4	<1	<0.1	<3	<1	0.3	<0.01	6.2	<0.05	0.1	0.06	0.01	<1	5	9	0.73	1.47	0.23	1.32	0.44	0.185	0.67	0.13	0.82	0.18	0.55
AS-181-5	<1	0.2	5	<1	0.4	<0.01	2.9	<0.05	<0.1	0.1	0.02	<1	5.3	12	1.68	3.13	0.45	2.25	0.7	0.386	0.95	0.16	1.01	0.2	0.55
MA-42	<1	5.8	9	4	0.2	<0.01	16.8	0.18	0.2	0.16	0.37	35	6.2	9	1.89	3.82	0.51	2.44	0.84	0.686	1.01	0.18	1.12	0.22	0.64
1879-A	1	0.9	<3	<1	3.6	0.37	15.3	0.22	<0.1	0.6	0.2	41	49.0	117	7.19	18.7	2.94	15	4.88	1.46	6.68	1.21	8.09	1.77	5.5
1887-A	1	2.5	<3	<1	2.2	0.27	2.4	0.06	<0.1	0.41	0.14	20	29.5	68	5.07	12.7	1.94	10.5	3.37	1.18	4.41	0.76	5.02	1.1	3.4
1887-B	1	0.5	<3	<1	2.6	0.37	4.9	<0.05	<0.1	0.8	0.27	8	27.3	86	5.88	14.7	2.2	10.9	3.07	1.24	3.95	0.71	4.53	1	3.19
1887-C	<1	1.6	<3	<1	1.3	0.18	0.8	0.05	<0.1	0.35	0.12	7	17.9	44	4.47	6.9	1.32	5.87	1.73	0.681	2.59	0.47	3.36	0.71	2.04
1892-A	1	0.2	<3	<1	3.3	0.32	1.6	0.06	<0.1	0.57	0.18	7	42.3	109	6.28	16.6	2.69	13.7	4.55	1.68	6.43	1.14	7.39	1.59	4.96
1893-A	<1	<0.1	<3	<1	0.8	0.08	0.6	<0.05	0.2	<0.05	0.04	<1	9.0	27	0.7	1.89	0.36	2.15	0.85	0.165	1.43	0.27	1.83	0.38	1.1
1895-A	5	0.7	<3	<1	2.1	0.21	0.6	0.08	<0.1	0.38	0.13	23	34.5	68	2.95	6.68	1.03	5.45	2.39	1.13	3.73	0.75	5.25	1.19	3.72
1926-A	<1	8.5	5	<1	1.2	0.19	0.6	0.43	0.2	0.24	0.14	79	21.1	37	3.06	7.29	1.11	5.38	1.59	0.524	2.18	0.43	3.09	0.77	2.66
1927-A	<1	0.4	<3	<1	1.4	0.2	1.2	0.51	<0.1	0.37	0.12	2	24.2	45	3.5	8.23	1.26	6.1	1.77	0.617	2.52	0.5	3.58	0.89	2.97
1927-D	<1	0.4	<3	<1	1.5	0.18	1.2	0.22	<0.1	0.36	0.11	3	24.2	46	3.39	8.39	1.24	6.01	1.84	0.558	2.57	0.49	3.54	0.86	3.08
1958-A	1	0.7	4	<1	3.2	0.4	3.4	0.15	<0.1	2.53	0.74	16	18.5	112	16.4	35.4	4.63	18.7	4.2	1.14	3.87	0.56	3.43	0.68	2.05
1959-A	1	3.1	3	<1	2.7	0.37	1.3	0.07	<0.1	2.21	0.62	42	15.3	102	12.4	26.6	3.49	14.8	3.5	0.988	3.6	0.51	2.81	0.55	1.61
1974-A	<1	0.2	<3	<1	1.5	0.13	0.8	<0.05	<0.1	0.22	0.08	2	20.7	45	2.76	7.2	1.14	5.92	1.98	0.735	2.92	0.53	3.43	0.77	2.44
1994-A	2	2.4	4	<1	2.9	0.34	1	0.18	<0.1	0.51	0.17	21	33.2	91	6.06	15.8	2.5	12.4	3.88	1.48	5.15	0.92	5.8	1.23	3.73
1994-D	<1	1.8	<3	<1	0.7	0.08	<0.5	0.19	<0.1	0.13	0.04	41	13.4	22	1.48	3.59	0.59	3.16	0.95	0.346	1.39	0.26	1.84	0.47	1.66
1996-A	<1	0.7	6	<1	1.2	0.15	9.2	0.2	<0.1	0.64	0.22	41	10.6	43	4.48	10.1	1.37	5.79	1.48	0.613	1.75	0.31	1.92	0.39	1.16
1997-A	<1	<0.1	<3	<1	2	0.21	0.6	<0.05	<0.1	0.33	0.1	1	27.0	58	3.85	10.3	1.69	8.43	3.12	1.07	4.15	0.72	4.84	1.07	3.33
2423-A	<1	2.5	8	<1	2.6	0.31	1	0.21	0.1	3.89	1.35	48	19.3	89	19.9	37.9	4.67	18.6	3.85	1.05	3.76	0.56	3.37	0.74	2.2
2423-A2	<1	2.8	<3	<1	2.6	0.31	0.6	0.14	<0.1	0.8	0.18	20	27.8	86	6.73	16.3	2.56	12.7	3.97	1.4	5.33	0.93	5.93	1.24	3.8
2423-B	<1	0.3	<3	<1	1.9	0.24	1	0.06	<0.1	0.41	0.12	4	21.8	60	4.03	9.99	1.49	7.75	2.47	0.972	3.18	0.55	3.74	0.81	2.52
2423-C	<1	4.4	<3	<1	2.3	0.26	1.1	<0.05	<0.1	1.49	0.64	31	5.7	91	5.62	14.7	1.77	6.99	1.41	0.556	1.25	0.19	1.03	0.18	0.5
2423-D	<1	3.6	<3	<1	3.6	0.41	0.5	<0.05	<0.1	2.02	0.56	13	15.1	159	11.7	25.3	2.98	12.4	2.84	0.826	2.7	0.42	2.54	0.5	1.69
2424-A	<1	2.7	10	<1	2.8	0.34	1.4	0.26	0.1	4.42	1.58	53	18.2	93	19.3	37.3	4.52	17.7	3.6	1.07	3.68	0.55	3.3	0.69	2.08

Échantillon	Tm	Yb	Lu	Cd	Cu	Ni	Mo	Zn	S(ppm)	Au	As	Br	Cr	Fe	Ir	Na	Sc	Sb	Se	Mass
AS-181-2	0.107	0.72	0.111	<0.5	43	1130	<1	38	1400	40	658	<0.5	1950	6.09	<5	0.01	17.1	13.6	<3	25.8
AS-181-3	0.05	0.33	0.056	<0.5	100	1060	<1	34	3100	286	4220	<0.5	1450	5.3	<5	0.02	12.4	7.7	<3	26.4
AS-181-4	0.083	0.56	0.084	<0.5	27	990	<1	36	900	519	1020	<0.5	1770	5.58	<5	0.03	15.6	20.8	<3	24.8
AS-181-5	0.073	0.46	0.072	<0.5	40	1240	<1	64	1900	<2	123	<0.5	1920	6.42	<5	0.02	16.1	1.8	<3	20.3
MA-42	0.091	0.58	0.088	<0.5	25	870	1	61	5300	4830	18.1	<0.5	1500	4.9	<5	1.07	12.8	0.7	<3	27.3
1879-A	0.834	5.31	0.819	<0.5	132	78	<1	93	2800	<2	16.3	<0.5	142	7.29	<5	0.47	36.7	15.1	<3	31.5
1887-A	0.494	3.08	0.454	<0.5	75	50	<1	92	1900	<2	17.7	<0.5	77	7.69	<5	1.21	35.3	1.6	<3	28.3
1887-B	0.506	3.35	0.513	<0.5	92	53	<1	123	2000	<2	20.3	<0.5	60	8.86	<5	2.07	42.7	0.8	<3	30.4
1887-C	0.314	2	0.319	<0.5	65	107	<1	75	<100	<2	14.8	<0.5	211	7.66	<5	2.54	40.7	0.5	<3	27.9
1892-A	0.746	4.75	0.726	<0.5	5	35	<1	99	400	<2	<0.5	<0.5	26	7.63	<5	2.59	43.7	<0.1	<3	33.4
1893-A	0.166	1.02	0.139	<0.5	41	663	<1	62	1000	<2	3.7	<0.5	2530	8.4	<5	0.27	34.2	<0.1	<3	26.4
1895-A	0.567	3.67	0.549	<0.5	419	79	<1	96	2300	<2	5.8	<0.5	102	8.77	<5	2.24	36.2	<0.1	<3	32.3
1926-A	0.429	2.89	0.491	<0.5	43	91	<1	61	800	<2	4.8	<0.5	137	7.5	<5	2.26	51.2	1.4	<3	28.6
1927-A	0.496	3.39	0.531	<0.5	3	91	<1	73	400	<2	4.1	<0.5	61	6.74	<5	1.86	51.9	0.6	<3	31.1
1927-D	0.485	3.35	0.549	<0.5	8	96	<1	76	500	<2	4.9	<0.5	83	6.4	<5	1.85	49.8	1	<3	29
1958-A	0.32	2.07	0.319	<0.5	39	67	<1	70	300	<2	7.7	<0.5	103	4.35	<5	3.06	18.5	4.1	<3	30.2
1959-A	0.248	1.65	0.26	<0.5	48	75	<1	86	300	<2	<0.5	<0.5	143	6.83	<5	1.88	24.9	1	<3	32.4
1974-A	0.364	2.34	0.355	<0.5	61	77	<1	71	400	<2	7.6	<0.5	83	8.17	<5	1.91	41.5	0.5	<3	30.5
1994-A	0.548	3.45	0.519	<0.5	31	77	<1	102	400	<2	22.6	<0.5	140	8.88	<5	1.54	42.4	1.3	<3	28.5
1994-D	0.279	1.92	0.297	<0.5	67	314	<1	61	2000	<2	8.6	<0.5	818	6.06	<5	0.75	33.4	0.4	<3	29.8
1996-A	0.18	1.17	0.177	<0.5	76	43	<1	59	2200	<2	94.2	<0.5	51	5.54	<5	2.05	24.6	0.7	<3	29.8
1997-A	0.478	3.13	0.467	<0.5	7	68	<1	85	600	<2	22.9	<0.5	90	8.49	<5	1.57	41.5	1.3	<3	36.1
2423-A	0.328	2.04	0.32	<0.5	61	71	<1	81	1400	<2	23.8	<0.5	114	6.16	<5	1.59	23.3	1.2	<3	28.8
2423-A2	0.592	3.61	0.543	<0.5	78	66	<1	80	600	<2	29.2	<0.5	108	6.97	<5	1.76	38.2	1.2	<3	27.5
2423-B	0.368	2.33	0.349	<0.5	72	54	<1	106	400	<2	3.5	<0.5	65	9.96	<5	1.23	40.3	<0.1	<3	32.4
2423-C	0.076	0.53	0.083	<0.5	7	19	<1	65	500	<2	2.4	<0.5	33	2.02	<5	3.53	4	0.9	<3	29.9
2423-D	0.253	1.57	0.26	<0.5	27	13	<1	71	<100	<2	3.2	<0.5	25	2.08	<5	3.5	5.7	0.9	<3	31.8
2424-A	0.312	2.02	0.307	<0.5	52	70	<1	78	1500	<2	25.8	<0.5	115	5.85	<5	1.59	21.8	1.1	<3	29

Échantillon	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Cr2O3	LOI	Total	Sr	Ba	Nb	V	Co	Ga	Ge	Ag	In
2424-B	65.84	16.85	3.16	2.99	0.032	1.11	7.41	0.11	0.369	0.11	<0.01	2.09	100.10	83	41	1.2	50	11	21	<0.5		<0.1
2424-C	50.65	13.80	12.38	6.67	0.190	9.25	3.64	0.13	0.909	0.07	0.05	3.10	100.80	120	34	3	289	46	17	2.1		<0.1
2424-C3	42.25	17.55	10.17	9.07	0.155	7.75	2.91	0.35	0.547	0.04	0.07	9.98	100.80	109	58	1.2	174	55	14	1.5		<0.1
2424-D1	47.95	13.83	13.27	5.87	0.201	7.46	2.61	0.82	1.002	0.07	0.03	7.18	100.30	108	192	1.6	319	45	17	1.8		<0.1
2424-D2	52.08	13.15	14.45	5.99	0.204	6.71	1.89	0.44	1.144	0.09	0.01	4.76	100.90	128	82	2.4	355	45	16	1.9		<0.1
2424-D3	48.21	13.36	12.55	5.96	0.169	6.36	2.22	0.25	0.900	0.08	0.03	10.59	100.60	110	39	1.8	301	47	17	1.9		<0.1
2424-D4	51.61	14.49	12.38	6.66	0.177	3.75	2.31	0.45	1.027	0.08	0.03	6.17	99.11	87	109	2.1	329	53	16	1.9		0.1
2427-A	50.59	13.27	14.03	4.77	0.208	11.17	2.06	0.27	1.147	0.08	0.03	2.87	100.50	221	41	2.6	346	50	18	2.1		<0.1
2428-B	49.55	14.12	15.03	6.95	0.236	7.98	2.77	0.22	1.180	0.10	0.04	1.93	100.10	108	30	2.8	346	45	19	1.9		0.1
2429-A	49.58	13.59	15.06	5.74	0.230	8.78	2.09	0.25	1.223	0.10	0.04	3.04	99.68	119	41	2.9	334	51	19	1.9		<0.1
2450-E	55.34	14.05	6.38	4.28	0.137	6.72	3.83	0.44	0.976	0.08	0.03	7.58	99.83	210	62	3	257	46	16	1.5		<0.1
2450-E2	45.63	13.44	8.96	4.74	0.208	9.49	3.51	0.09	0.955	0.08	0.05	13.13	100.20	165	28	2.6	263	44	16	1.6		<0.1
2450-ED	56.54	14.10	6.01	4.09	0.129	6.61	4.09	0.41	0.985	0.08	0.03	7.61	100.60	210	51	3.1	268	41	16	1.6		0.1
2451-A	51.27	12.81	10.62	5.36	0.224	6.81	3.16	0.06	1.134	0.09	0.01	8.06	99.59	143	21	7.6	351	46	17	1.5		<0.1
2451-B	56.92	15.08	7.84	4.89	0.100	5.69	3.64	1.29	1.099	0.28	0.03	3.35	100.20	302	404	6.5	168	29	19	1.1		<0.1
2451-BD	57.85	15.12	7.67	4.97	0.096	5.46	3.79	1.21	1.083	0.28	0.03	2.96	100.50	314	394	6.7	171	23	18	1.3		<0.1
2451-C	60.15	13.44	8.25	4.14	0.086	5.43	3.29	1.31	0.970	0.25	0.02	2.32	99.65	335	409	5.9	162	25	18	1.3		<0.1
2508-A2	45.34	15.31	10.45	9.80	0.240	7.36	2.86	0.07	0.358	0.06	<0.01	7.80	99.66	79	37	1.2	156	42	8	1.1		<0.1
2519-A	53.89	12.87	6.20	5.33	0.108	6.61	2.23	1.27	0.537	0.12	0.05	11.31	100.50	233	168	2.9	112	19	15	0.9		<0.1
2520-C1	51.87	12.18	6.27	5.16	0.129	7.74	2.30	1.56	0.652	0.13	0.03	11.69	99.66	223	615	2.5	143	22	14	1.2		<0.1
2520-G	62.95	15.64	5.93	3.36	0.065	1.41	4.22	1.13	0.555	0.20	0.03	3.55	99.01	546	506	4.2	101	20	21	1.4		<0.1
2525-A2	52.95	16.71	7.55	3.72	0.105	6.72	3.75	0.83	0.857	0.22	<0.01	7.13	100.50	351	112	4.9	158	17	19	1.3		<0.1
F17-A	36.27	5.85	8.47	13.49	0.113	13.39	0.58	<0.01	0.311	0.03	0.28	21.88	100.4	122	5	0.4	131	84	8	1.4		<0.1
F17-B	38.91	6.88	11.24	22.4	0.145	5.95	0.17	<0.01	0.39	<0.01	0.33	12.39	98.5	38	5	0.9	152	100	9	1.4		<0.1

Échantillon	Sn	Cs	Pb	Be	Hf	Ta	W	Tl	Bi	Th	U	Rb	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
2424-B	<1	0.2	<3	<1	1.8	0.2	0.7	<0.05	<0.1	1.38	0.44	2	5.1	78	11.9	19	2.75	11.6	2.34	0.588	1.97	0.24	1.08	0.18	0.5
2424-C	<1	0.1	<3	<1	1.6	0.24	0.9	0.1	<0.1	0.35	0.1	1	22.4	54	4.49	10.9	1.59	7.89	2.38	0.765	3.01	0.55	3.65	0.77	2.34
2424-C3	<1	0.6	<3	<1	0.9	0.13	0.9	0.09	<0.1	0.17	0.04	11	10.5	26	2.11	5.2	0.84	4.2	1.31	0.505	1.73	0.28	1.8	0.39	1.18
2424-D1	1	0.7	<3	<1	1.6	0.17	1.2	0.1	<0.1	0.27	0.08	21	21.8	44	3.29	8.37	1.39	7.13	2.35	0.85	3.39	0.59	3.78	0.86	2.83
2424-D2	2	0.3	<3	<1	1.7	0.15	0.8	0.11	<0.1	0.23	0.08	9	24.6	54	3.36	8.53	1.36	6.74	2.4	0.882	3.41	0.6	3.81	0.84	2.68
2424-D3	<1	1.8	<3	<1	1.5	0.17	1.5	0.35	<0.1	0.26	0.08	8	21.8	43	3.37	8.48	1.34	7.12	2.41	0.922	3.45	0.61	3.85	0.86	2.69
2424-D4	<1	3	<3	<1	1.4	0.15	1.2	1.24	<0.1	0.29	0.1	15	20.2	43	3.12	7.77	1.27	6.37	2.05	0.788	2.78	0.53	3.52	0.79	2.43
2427-A	1	0.2	<3	<1	1.9	0.19	0.6	<0.05	<0.1	0.3	0.09	7	27.8	59	3.47	8.65	1.44	7.06	2.49	1.23	3.58	0.67	4.4	0.97	2.96
2428-B	<1	<0.1	<3	<1	2.1	0.2	1.5	0.19	<0.1	0.36	0.09	3	28.3	64	4.03	10.7	1.73	8.74	2.98	1.1	3.93	0.74	4.79	1	3.13
2429-A	<1	0.1	<3	<1	2.1	0.24	1.2	<0.05	<0.1	0.37	0.1	4	28.5	64	4.18	11	1.77	8.93	3.12	1.19	4.42	0.78	4.97	1.07	3.31
2450-E	1	0.5	4	<1	1.7	0.24	3.1	0.13	<0.1	0.4	0.13	17	20.2	55	4.26	10.5	1.54	7.42	2.3	1.01	3.02	0.53	3.44	0.74	2.21
2450-E2	<1	0.2	<3	<1	1.7	0.22	1.3	<0.05	<0.1	0.31	0.09	3	21.2	51	3.89	9.73	1.52	7.54	2.36	0.841	3.22	0.55	3.6	0.76	2.36
2450-ED	1	0.4	4	<1	1.7	0.23	3.8	0.38	<0.1	0.45	0.15	15	19.0	57	3.96	9.87	1.46	7.65	2.32	0.801	2.89	0.53	3.38	0.73	2.18
2451-A	<1	0.2	<3	<1	2.2	0.32	0.8	<0.05	<0.1	0.67	0.18	2	20.9	70	4.62	10.1	1.45	6.67	2.01	0.81	2.95	0.59	3.98	0.92	2.97
2451-B	1	2.8	4	<1	4.6	0.52	1.4	0.23	<0.1	4.16	1.07	41	20.8	168	24	53.1	6.98	28.5	6.01	1.4	4.85	0.71	4	0.75	2.3
2451-BD	1	2.6	4	1	4.5	0.52	1.4	0.22	<0.1	4.01	1.03	39	20.3	165	24.4	52.7	6.8	27.5	5.51	1.31	4.67	0.7	4.07	0.77	2.26
2451-C	1	2.6	5	1	4.2	0.48	1.5	0.25	<0.1	3.99	1.05	42	19.9	158	24.5	52.5	6.78	27.7	5.42	1.49	4.47	0.69	3.82	0.75	2.17
2508-A2	<1	0.4	<3	<1	0.8	0.12	0.8	<0.05	<0.1	0.25	0.06	2	13.3	28	2.5	5.69	0.86	4.1	1.18	0.418	1.46	0.27	2	0.47	1.72
2519-A	<1	1.3	5	<1	2.4	0.29	1.1	0.19	<0.1	1.31	0.38	33	11.7	77	10	21.3	2.69	11.2	2.6	0.792	2.46	0.38	2.24	0.45	1.34
2520-C1	<1	3.6	4	<1	2	0.23	3	0.12	<0.1	1.07	0.29	38	12.5	74	9.08	19.9	2.76	11.3	2.61	0.814	2.54	0.38	2.3	0.46	1.37
2520-G	<1	2.8	17	2	3.3	0.43	2.1	0.28	0.3	6.87	2.2	39	11.1	115	30.9	61.8	7.16	27.4	4.72	1.24	3.51	0.42	2.28	0.45	1.3
2525-A2	<1	1.5	3	<1	2.3	0.36	1.8	0.09	<0.1	0.93	0.25	25	13.6	87	9.63	20.9	2.8	12	2.89	0.81	2.73	0.44	2.55	0.5	1.5
F17-A	<1	0.2	10	<1	0.5	0.06	3.9	<0.05	<0.1	0.05	0.04	<1	5.9	10	0.58	1.36	0.22	1.33	0.51	0.28	0.86	0.16	1.12	0.24	0.68
F17-B	<1	0.4	<3	<1	0.6	0.1	4.8	0.06	0.1	0.13	0.08	<1	5.2	15	0.72	1.82	0.28	1.67	0.63	0.211	0.78	0.14	1.01	0.21	0.62

Échantillon	Tm	Yb	Lu	Cd	Cu	Ni	Mo	Zn	S(ppm)	Au	As	Br	Cr	Fe	Ir	Na	Sc	Sb	Se	Mass
2424-B	0.063	0.37	0.058	<0.5	1	13	<1	15	<100	<2	4.3	<0.5	15	2.11	<5	4.98	4.7	0.3	<3	32.8
2424-C	0.357	2.42	0.386	<0.5	183	33	<1	60	600	<2	13.1	<0.5	141	8.7	<5	3.05	46.5	1.3	<3	30.8
2424-C3	0.184	1.17	0.187	<0.5	4	129	<1	63	400	<2	6.8	<0.5	191	6.52	<5	1.77	25.1	<0.1	<3	28
2424-D1	0.435	2.76	0.41	<0.5	68	67	<1	79	500	<2	8.6	5.5	62	8.16	<5	1.71	39.5	0.6	<3	31.3
2424-D2	0.407	2.66	0.399	<0.5	12	44	<1	163	400	<2	1.1	<0.5	32	9.23	<5	1.5	42.6	0.8	<3	30.8
2424-D3	0.401	2.57	0.391	<0.5	91	68	<1	82	700	<2	<0.5	<0.5	95	8.46	<5	1.83	44	0.8	<3	31.6
2424-D4	0.364	2.33	0.364	<0.5	101	94	<1	92	300	<2	3.3	<0.5	105	8.06	<5	1.8	46.1	<0.1	<3	31.8
2427-A	0.457	2.98	0.452	<0.5	105	56	<1	81	1200	<2	20	<0.5	96	8.13	<5	1.17	34.3	1.4	<3	34.7
2428-B	0.476	3.13	0.466	<0.5	82	71	<1	91	500	<2	26.1	<0.5	174	10	<5	2.2	45	1.5	<3	32.8
2429-A	0.492	3.18	0.497	<0.5	80	65	<1	97	600	<2	22.2	<0.5	115	10.3	<5	1.58	45.1	1	<3	33.6
2450-E	0.327	2.08	0.318	<0.5	113	82	<1	94	400	<2	85.7	<0.5	131	4.54	<5	3.12	40.7	0.6	<3	30.9
2450-E2	0.357	2.28	0.356	<0.5	113	80	<1	67	2500	<2	44.3	<0.5	130	6.05	<5	2.58	40.5	<0.1	<3	29.4
2450-ED	0.323	2.05	0.323	<0.5	120	86	<1	95	400	15	95.9	<0.5	146	3.88	<5	3.18	37.4	0.3	<3	29.9
2451-A	0.471	3.05	0.482	<0.5	97	61	<1	82	900	<2	33.1	<0.5	106	6.82	<5	1.85	34.6	1	<3	27.8
2451-B	0.332	2.12	0.322	<0.5	64	131	<1	77	7400	<2	10.6	<0.5	202	5.54	<5	2.6	19.7	5.6	<3	29.7
2451-BD	0.324	2.01	0.326	<0.5	66	133	<1	74	7300	<2	9.1	<0.5	187	5.25	<5	2.53	17.9	5.8	<3	32.7
2451-C	0.302	1.95	0.326	<0.5	70	159	<1	73	13700	<2	10.9	<0.5	175	5.91	<5	2.27	17.4	4.2	<3	28.4
2508-A2	0.293	2.14	0.377	<0.5	93	110	<1	63	400	<2	<0.5	<0.5	42	7.37	<5	1.95	39.5	<0.1	<3	30.4
2519-A	0.197	1.32	0.197	<0.5	36	71	<1	54	400	<2	10.6	<0.5	121	4.09	<5	1.52	14.7	2.1	<3	30.4
2520-C1	0.21	1.38	0.209	<0.5	48	105	<1	60	500	<2	92.8	<0.5	233	4.8	<5	1.59	18.5	2.4	<3	27.8
2520-G	0.185	1.17	0.191	<0.5	49	85	1	89	1100	15	19.9	<0.5	236	3.82	<5	3.13	12.4	1.7	<3	29.8
2525-A2	0.231	1.53	0.23	<0.5	52	48	<1	63	300	19	10.3	<0.5	53	5.44	<5	2.72	16.6	0.5	<3	27.8
F17-A	0.107	0.72	0.107	<0.5	71	971	<1	26	1300	23	1130	<0.5	2200	5.51	<5	0.43	18.1	11.2	<3	27.5
F17-B	0.098	0.67	0.101	<0.5	3	1240	<1	57	1000	<2	3200	<0.5	2650	7.47	<5	0.14	21.5	7.8	<3	21.1

ANNEXE D – Rapport MB-2015-13

**Évolution structurale, modélisation des paléocontraintes et implications sur les
minéralisations aurifères orogéniques le long de failles majeures : application à la
Faille de Cadillac, Abitibi, Québec**

par Pierre Bedeaux

Université du Québec à Chicoutimi

Rapport réalisé dans le cadre de la convention entre le MERN et l'UQAC

Le 31 mars 2015

RÉSUMÉ

La Faille de Cadillac (FC) est une discontinuité structurale de plusieurs centaines de kilomètres de long délimitant dans sa portion québécoise la frontière entre la Sous-province d'Abitibi au nord et la Sous-province de Pontiac au sud. Plusieurs régimes de déformation sont documentés le long de la faille, notamment en raccourcissement - chevauchement, en extension et en décrochement soit dextre ou senestre. Ces régimes sont proposés selon les auteurs avec différentes séquences chronologiques ou localement le long de segments distincts de la faille, ce qui rend difficile leur intégration dans un cadre tectonique général. Ce projet, supporté par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, vise d'une part à synthétiser les styles structuraux observés le long de la faille et les intégrer dans un modèle d'évolution structurale, et d'autre part à documenter le Groupe de Piché, un assemblage volcanique situé au cœur de la FC.

Quatre événements de déformation ont été documentés par ordre chronologique : raccourcissement N-S, extension, raccourcissement apparent NO-SE et décrochement dextre. La FC peut être découpée d'ouest en est en 4 parties représentant des styles structuraux différents : les segments de Rouyn-Noranda, Joanna-Bousquet, Malartic et Val-d'Or. Chaque événement de déformation est exprimé différemment selon le segment. Les événements d'extension et de raccourcissement apparent n'ont pas été observés dans les segments de Malartic et Val-d'Or. Cette variation spatiale et temporelle de l'expression de la déformation suggère : 1) une segmentation de la FC en quatre parties reflétant des changements dans les assemblages de roches de part et d'autre de la FC, 2) une évolution cloisonnée de la FC, certains segments étaient actifs tandis que d'autres ne l'étaient pas, 3)

la FC est issue de la liaison de plusieurs structures combinées ensemble durant l'histoire de la déformation.

Le Groupe de Piché a été investigué à l'aide d'observations de terrain et d'analyses géochimiques. Il présente une variation lithologique latérale reflétant la segmentation de la FC. Les roches volcaniques qui le composent varient en compositions d'ultramafiques-mafiques à très localement felsiques. Les roches du Groupe de Piché s'avèrent très similaires aux lithologies comparables rencontrées dans le Groupe de Malartic, ce qui suggèrent un lien génétique entre elles. Les suites magmatiques reconnues varient de tholéïtiques à calco-alcalines.

Mots-Clés : Faille de Cadillac, Abitibi, Pontiac, Déformation, Failles, Plis, Décrochement dextre, Raccourcissement, Extension, Segmentation.

1.1 SOMMAIRE

1.1	SOMMAIRE.....	296
2.	Introduction.....	299
3.	Problématique : contexte géologique de la Faille de Cadillac, Sous-province d’Abitibi 299	
3.1	Style structural de la FC	300
3.2	de blocage (Figure 2.4). Les différents styles structuraux documentés plus haut tendent à appuyer cette interprétation.	305
3.3	Rôle tectonique.....	305
3.4	Rôle comme métallotecte de l’or.....	307
4.	Objectifs.....	308
5.	Remerciements.....	309
6.	Géologie régionale.....	310
7.	Méthodologie et travaux réalisés	313
7.1	Travaux de terrain.....	313
7.2	Traitement et analyses	315
7.3	Travaux réalisés.....	315
8.	Styles structuraux à proximité de la FC.....	316
8.1	Segment de Rouyn-Noranda.....	317
8.2	Segment de Bousquet	324
8.3	Segment de Malartic.....	326
8.4	Segment de Val-d’Or.....	331
8.5	Localités typiques de la FC	334
9.	Groupe de Piché.....	352
9.1	Répartition des lithologies	352
9.2	Groupe de Piché à la mine Pan Canadian.....	356
9.3	Analyses lithogéochimiques.....	360
10.	Discussion et conclusion.....	374
10.1	Évolution structurale de la FC	374
10.2	Origine du clivage Nord-Ouest	375
10.3	Origine du Groupe de Piché	376
10.4	Pistes de recherches futures :.....	378
11.	Références.....	380

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Géologie simplifiée de la Sous-province d'Abitibi.....	300
Figure 2.2 : Empreinte structurale de la Sous-province d'Abitibi Sud dans sa portion québécoise.....	301
Figure 2.3 : Segmentation de la Faille de Cadillac.....	304
Figure 2.4 : Découpage de la FC et de la Faille Parfouru en segments.....	305
Figure 4.5.1 : Carte géologique simplifiée des unités entourant le segment québécois de la Faille de Cadillac.....	311
Figure 7.1 : Synthèse des différentes fabriques structurales en fonction des segments.....	321
Figure 7.2 : Géologie simplifiée et trajectoires de la schistosité régionale Sp pour le secteur de Rouyn-Noranda.....	322
Figure 7.3 : Relations de recoupement entre les différentes fabriques structurales.....	323
Figure 7.4 : Géologie simplifiée et trajectoires de la schistosité régionale Sp pour le secteur de Joanna-Bousquet.....	325
Figure 7.5 : Géologie simplifiée et trajectoires de la schistosité régionale Sp pour le secteur de Malartic.....	328
Figure 7.6 : Photographie de lame mince illustrant la relation angulaire entre la fabrique principale et le litage primaire dans le segment de Malartic.....	329
Figure 7.7 : Cartographie du site de Burbank.....	330
Figure 7.8 : Géologie simplifiée et trajectoires de la schistosité régionale Sp pour le secteur de Val-d'Or.....	333
Figure 7.9 : Cartographie détaillée du site d'Astoria.....	336
Figure 7.10 : Éléments structuraux du site d'Astoria.....	337
Figure 7.11 : Cartographie détaillée du site McWatters.....	340
Figure 7.12 : Détails des zones clés indiquées dans la Figure 7.11.....	341
Figure 7.13 : Éléments structuraux du site de McWatters.....	342
Figure 7.14 : Cartographie détaillée du site de Norbenite.....	345
Figure 7.15 : Détail des différentes parties de la tranchée de Norbenite.....	346
Figure 7.16 : Éléments structuraux du site de Norbenite.....	347
Figure 7.17 : Cartographie détaillée du site d'Orenada Zone 2.....	350

Figure 7.18 : Éléments structuraux du site d'Orenada Zone 2.	351
Figure 8.1 : Caractéristiques du Groupe de Piché..	353
Figure 8.2 : Cartographie détaillée du site de Pan Canadian	358
Figure 8.3 : Caractéristiques lithologiques du site de Pan Canadian.	359
Figure 8.4 : Distribution des échantillons en fonction des éléments immobiles.	367
Figure 8.5 : Classification des roches du Groupe de Piché..	368
Figure 8.6 : Diagrammes cationique de Jensen (1976).....	369
Figure 8.7 : Discrimination magmatique des roches du Groupe de Piché en fonction de leur provenance.	370
Figure 8.8 : Discrimination magmatique des roches du Groupe de Piché en fonction de leur lithologie.	371
Figure 8.9A : Diagrammes de Terres Rares des différentes lithologies du Groupe de Piché.	372
Figure 8.10A : Diagrammes d'éléments traces des différentes lithologies du Groupe de Piché.....	373

2. Introduction

Le présent document vise à rendre compte des travaux réalisés dans le cadre du projet Faille de Cadillac (FC) réalisé en partenariat entre le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec et l'UQAC et impliquant la collaboration des entreprises minières Ressources Yorbeau Inc., Mines Agnico-Eagle Ltd, Niogold Mining Corporation, Hecla Mining Company, Corporation Minière Osisko et Alexandria Minerals Corporation. Ce rapport vise à établir la synthèse de la FC, les styles de déformation qui y sont associés et son évolution structurale en se basant sur deux étés de travaux de terrain à visée structurale. Il jette également les bases de la description du Groupe de Piché, associé spatialement à la FC. Ce rapport se veut davantage un guide descriptif de la FC et des éléments qui lui sont raccordés qu'une étude interprétant les implications tectoniques de cette faille. Le but est plutôt d'offrir une synthèse pour quiconque souhaite travailler sur des problématiques impliquant la FC ou le Groupe de Piché. Les interprétations fournies dans ce texte s'appuient avant tout sur des descriptions de la géologie et de relations structurales provenant de sites estimés représentatifs et stratégiques.

3. Problématique : contexte géologique de la Faille de Cadillac, Sous-province d'Abitibi

La Sous-province d'Abitibi fait partie de la Province de Supérieur au Canada. Elle est formée de roches volcano-sédimentaires d'âge archéen. Elle est séparée de la Sous-province du Pontiac au sud par la FC. Cette dernière représente une structure majeure d'orientation Est-Ouest qui constitue un métallotecte de premier ordre dans la Sous-

province d'Abitibi. Ce métallotecte s'exprime par l'association spatiale avec les gisements orogéniques, principalement dans les camps miniers de Val-d'Or, Cadillac, Malartic et Rouyn-Noranda (Figure 3.1, Kerrich et al., 2000; Dubé et Gosselin, 2007). La majorité de ces gisements sont situés à une certaine distance de la faille, mais quelques exceptions sont localisées au cœur de la zone de faille (p.ex. Joanna, O'Brien et Lapa; Trudel et al., 1992; Dupéré et al., 2011; Simard et al., 2013).

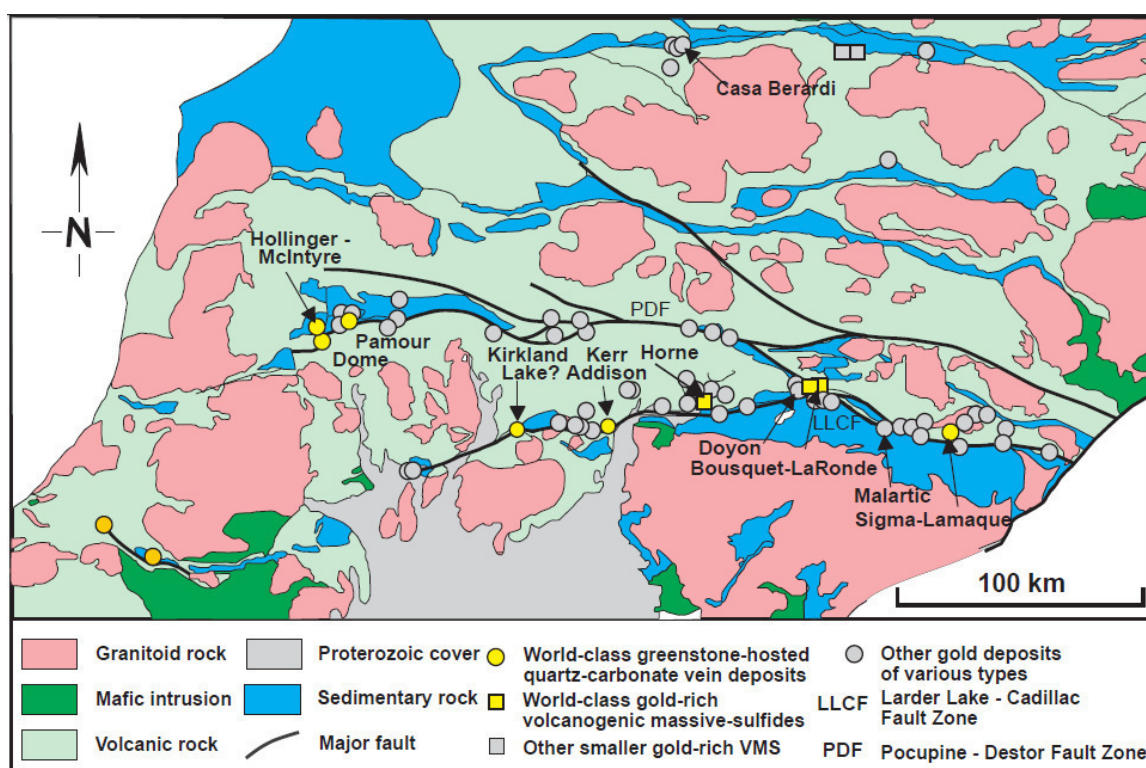


Figure 3.1 : Géologie simplifiée de la Sous-province d'Abitibi. Les gisements aurifères orogéniques sont dispersés le long des failles majeures de Cadillac et de Porcupine-Destor. Tiré de Dubé et Gosselin, (2007).

3.1 Style structural de la FC

La FC a une orientation globalement Est-Ouest avec un pendage abrupt à modéré vers le Nord dans sa portion québécoise (Figure 3.2). En partant de l'Ouest, elle subit une

inflexion brusque de 30° vers le SE là où la Faille de Parfouru, une faille d'orientation SE (Figure 3.3), vient rejoindre et se paralléliser avec la FC. La Faille de Parfouru constitue le contact entre les roches volcaniques du Groupe de Blake River et les roches sédimentaires du Groupe de Kewagama (Hubert et al., 1984; Tourigny et al., 1988). Les failles Marbenite et Norbenite sont des structures parallèles à la Faille de Parfouru localisées dans le Groupe de Malartic. Elles reflètent également le tracé de la FC, puisqu'au niveau de Val-d'Or, ces deux failles secondaires prennent une orientation Est-Ouest avant de rejoindre le pluton de Bourlamaque (Desrochers 1996, Pilote 2014).

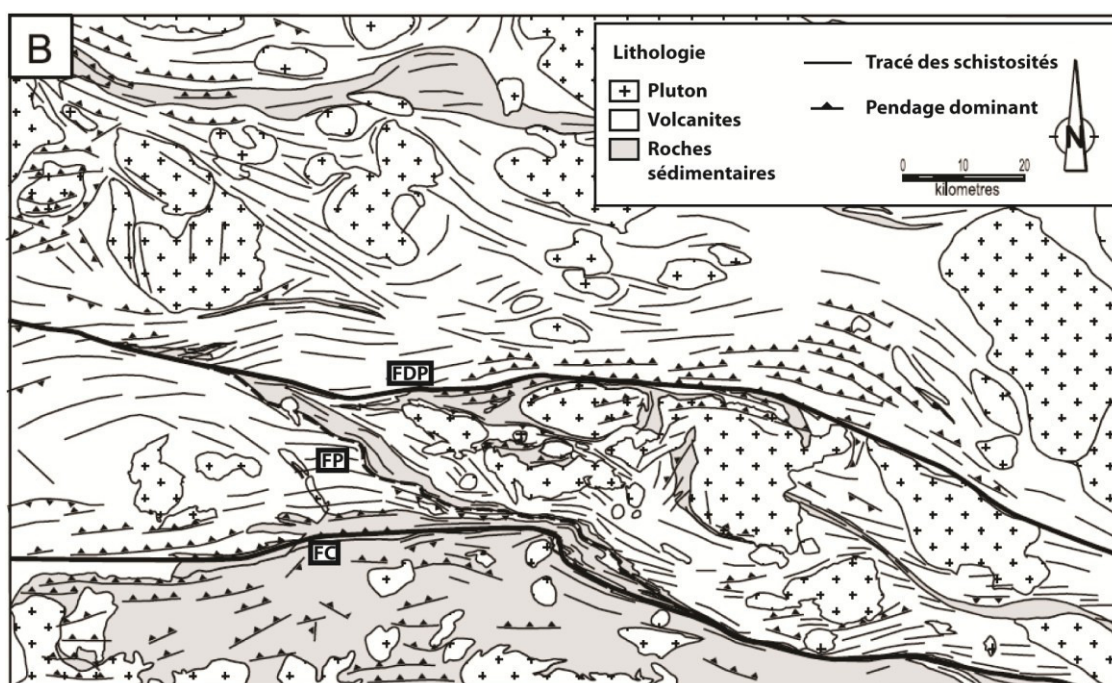


Figure 3.2 : Empreinte structurale de la Sous-province d'Abitibi Sud dans sa portion québécoise. Nom des failles : (FC) = Faille de Cadillac, (FP) = Faille de Parfouru, et (FDP) = Faille de Destor-Porcupine. Modifiée de Daigneault et al., 2002).

La FC représente globalement une frontière entre deux domaines métamorphiques différents (Jolly, 1978; Dimroth et al., 1983a; Imreh, 1984; Powell et al., 1995a), le métamorphisme étant relativement uniforme au faciès des schistes verts ou inférieur au

nord de la faille (Powell et al., 1995a) tandis qu'au Sud le métamorphisme est généralement plus élevé, débutant au faciès des schistes verts et augmentant vers le Sud. Cependant, cette transition vers un métamorphisme plus élevé est inégale d'Est en Ouest. En se basant sur l'apparition de la staurotide, le passage au faciès amphibolite se fait entre 1 km (Benn et al., 1994; Fallara et al., 2000) et 5 km (Dimroth et al., 1983a; Imreh, 1984; Powell et al., 1995a) au Sud du de la Faille de Cadillac.

Trois segments majeurs (Figure 3.3), définis par leurs différentes orientations et ayant des styles structuraux différents, sont documentés dans la littérature. Le segment ouest est situé entre Rouyn-Noranda et l'intersection avec la Faille de Parfouru (Figure 3.3). Dimroth et al. (1983b) y décrivent un style structural caractérisé par des plis avec traces axiales Est-Ouest dans les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac et de plans axiaux subparallèles au plan moyen de la FC. La schistosité principale (Sp) est également orientée Est-Ouest et contient une linéation d'étirement verticale. Ces auteurs interprètent l'ensemble comme l'expression d'un contexte de raccourcissement en compression. Tourigny et al. (1988) observent des éléments similaires et suggèrent également la présence de transpression et de décrochement tardif le long de plans de cisaillement locaux. De plus, Daigneault et al. (2002) relatent la présence de plis mineurs en Z ainsi que d'une linéation d'étirement directionnelle surimposée localement sur la linéation pendage, interprétée comme étant associée à un cisaillement dextre postérieur au raccourcissement. Le segment central de Malartic (Figure 3.3) définit la portion où la FC est orientée NO-SE. Daigneault et al. (2002) documentent ici deux générations de plis asymétriques en Z. La schistosité principale (Sp) a ici encore une orientation subparallèle à la FC, mais son pendage est

abrupt. Les plis de deuxième génération sont superposés sur la Sp. Ces éléments, ainsi que la linéation d'étirement oblique dans le plan Sp, suggèrent un cisaillement dextre fortement développé dans ce secteur (Daigneault et al., 2002).

Le segment E, soit celui du secteur Val-d'Or (Figure 3.3), a été décrit par Robert (1989). Le style structural est dominé par une Sp à faible angle antihoraire avec la FC et localement reprise par des plis asymétriques en Z. Un clivage de crénulation est localement observé et est décrit comme de plan axial aux plis en Z. Les linéations d'étirement sont observés ici encore dans le plan de Sp et plongent moyennement à fortement vers l'Est. Robert (1989) interprète ces éléments comme l'expression d'une transpression dextre puis d'une transition d'un régime en compression à un régime en cisaillement dextre.

L'ensemble de tous ces différents articles illustrent bien la complexité et l'hétérogénéité du style structural observé le long de la FC. De plus, ces études sont centrées sur des secteurs isolés et leurs conclusions ont par la suite été appliquées et généralisées à l'ensemble de la FC, si bien qu'à l'heure actuelle aucune interprétation sur l'histoire globale de la déformation de cette faille ne fait consensus (Ayer et al., 2002). Dans la portion Ontarienne de la faille, la présence d'épisode de décrochement dextre n'est pas reconnue (Benn et Peschler, 2005) ou minimisée (Wilkinson et al., 1999). L'orientation générale de la faille plutôt OSO y a probablement une importance.

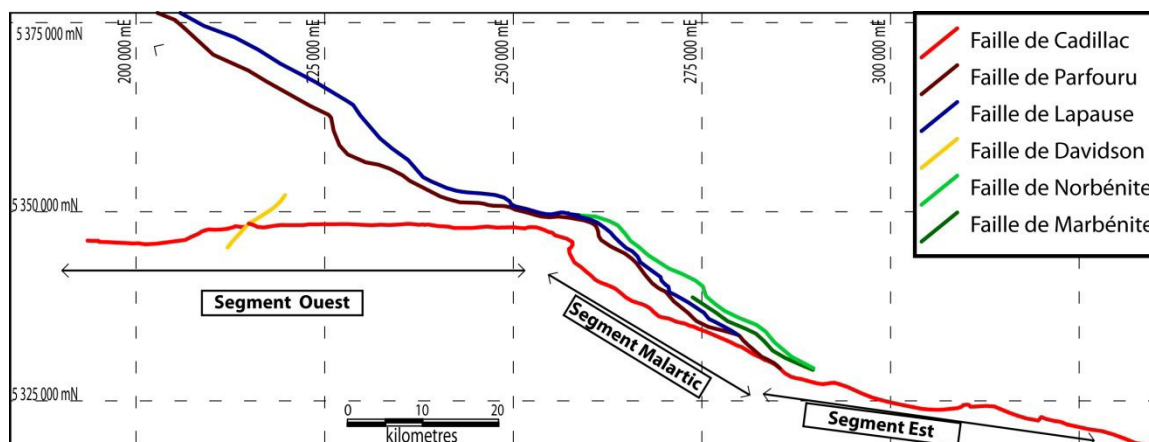


Figure 3.3 : Segmentation de la Faille de Cadillac présentant également les failles secondaires à proximité.

Les nombreuses études réalisées sur les modélisations de paléocontraintes ainsi que leurs relations avec les fluides hydrothermaux et les séismes ont montré l'importance des points de blocages le long d'une faille, ces derniers délimitant des segments dont les comportements sont différents face à la déformation (Cox et Ruming, 2004, Micklethwaite et Cox, 2004; Micklethwaite et al., 2010). Ces segments sont séparés par des points de blocages, faisant obstruction à la propagation de la déformation (Scholz, 2007; Rafini, 2011). Ces points sont généralement définis par l'intersection avec d'autres failles dont l'orientation n'est pas optimale face aux contraintes ou par des changements d'attitude du plan de faille principal. Dans le cas de la FC, selon Rafini (2011), la flexure majeure dans le secteur de la mine Lapa (Figure 3.4) et, à moindre échelle, la Faille de Davidson et la flexure au niveau de Val-d'Or sont d'excellents candidats comme points

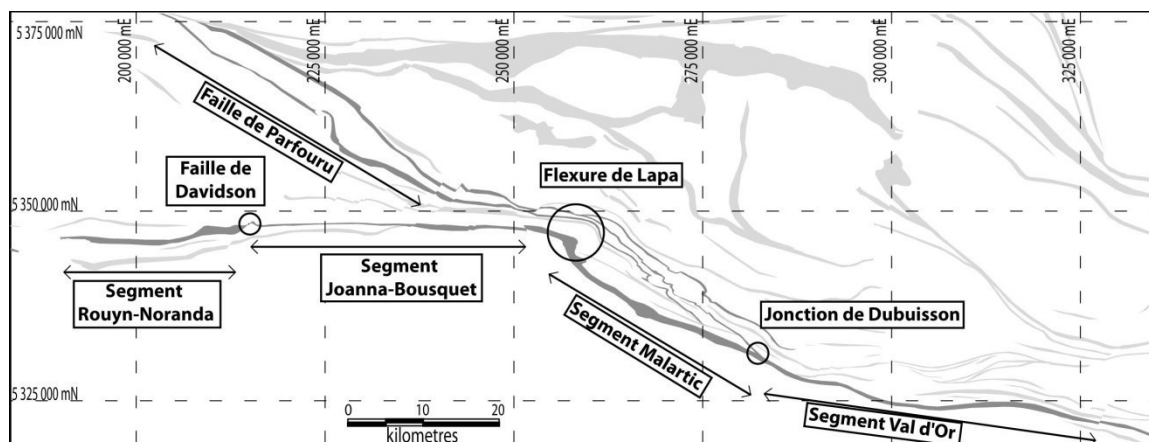


Figure 3.4 : Découpage de la FC et de la Faille Parfouru en segments et leurs transitions, tirée des travaux de Rafini (2011).

3.2 de blocage (Figure 3.4). Les différents styles structuraux documentés plus haut tendent à appuyer cette interprétation.

3.3 Rôle tectonique

Plusieurs ensembles de roches sont associés spatialement à la FC, notamment les Groupes de Cadillac, de Timiskaming et de Piché. Le Groupe de Piché représente une unité lithotectonique aux relations encore mal définies. Il consiste en plusieurs séquences ultramafiques et mafiques (komatiite, basalte et andésite).

Dans le secteur de Rouyn-Noranda, la FC est bordée au Nord par les volcanites du Groupe de Blake River et au Sud par l'unité sédimentaire du Groupe de Pontiac. La FC proprement dite, une zone de quelques dizaines de mètres de large, coïncide alors spatialement avec le Groupe de Piché. Bien que la position du Piché dans l'histoire de l'Abitibi soit encore sujette à débat, cette unité offre un site exceptionnel logé au cœur de la zone de faille et qui peut être suivi de façon discontinue tout au long de cette structure.

Cependant, ce groupe présente une hétérogénéité lithologique ainsi qu'une épaisseur variable latéralement (Landry, 1991). Par exemple, le Piché tend à s'épaissir dans le secteur de Malartic et à être beaucoup moins large dans le secteur de McWatters.

Globalement, la FC est interprétée comme une cicatrice de la subduction oblique de la Sous-province de Pontiac sous la Sous-province d'Abitibi (Dimroth et al., 1983b; Ludden et al., 1986; Hodgson et Hamilton, 1989, Card, 1990 Mueller et al., 1996; Daigneault et al., 2002). Cette collision oblique entraîne un raccourcissement régional qui évolue vers un régime de transpression dextre où le régime de contrainte devient progressivement orienté Nord-Ouest (Robert, 1989 et Wilkinson et al., 1999). Les points soutenant cette interprétation sont :

- le magmatisme associé spatialement et temporellement à la création des arcs volcaniques et aux épisodes tectoniques est similaire aux produits de fusion partielle dans les environnements de subduction contemporains (Laflèche et al., 1991, Lacroix et al., 1998, Mueller et Donaldson, 1992; Chown et al., 2002);
- les séries sédimentaires de type molasse (Timiskaming) bordant la Zone de déformation de Cadillac-Larder-Lake (ZDCLL) sont typiques du soulèvement et de l'érosion associés aux orogénèses (Hyde, 1980; Stone, 1990; Mueller et Donaldson, 1992);
- les turbidites de type flysch de la Sous-province de Pontiac sont compatibles avec l'interprétation d'un prisme accréionnaire (Card, 1990).

Plusieurs auteurs suggèrent des alternatives à l'hypothèse du modèle de subduction pour expliquer la géométrie de l'Abitibi. Par exemple, Goodwin et Smith (1980) suggèrent le modèle tectonique de la sagduction pour expliquer l'homogénéité spatiale du grade métamorphique rencontré dans la Sous-province d'Abitibi. Plus récemment, il a été proposé

par Ayer et al., 2002) que l'architecture de l'Abitibi puisse être attribuée à une construction volcanique autochtone plissée lors d'un contexte de raccourcissement où les failles n'auraient qu'un impact mineur. De leur côté, Benn et Peschler (2005) suggèrent que la complexité structurale de l'Abitibi est issue de plis de décollement entre la surface de la croûte, fragile, et la croûte plus profonde, ductile. Les failles majeures seraient l'évolution avancée d'anticlinaux et le décrochement dextre n'aurait qu'un rôle mineur. Ces approches présentent de nombreuses similitudes avec la notion de tectonique verticale présente à l'Archéen, laquelle a été abondamment proposée dans les dernières années (Chardon et al., 2002; Cagnard et al., 2006a; Cagnard et al., 2006b; Cagnard et al., 2007; Gapais et al., 2009). Comme suggérés par Choukroune et al., (1997) et Chardon et al. (2002), il est également envisageable que la structure actuelle de l'Abitibi soit issue de la compétition entre diapirisme et le raccourcissement conventionnel, ces deux mécanismes ayant pu être actifs dans des endroits différents de la sous-province. Dans tous les cas, les rôles qu'a joués la FC concernant les aspects métamorphiques, métallogéniques et sédimentaires restent indéniables. Le débat sur son implication à l'échelle tectonique demeure toutefois entier.

3.4 Rôle comme métallotecte de l'or

Même si la relation chronologique entre les épisodes de déformation et la minéralisation aurifère reste sujette à débat, l'âge de l'épisode de décrochement se situe entre 2680 Ma et 2670 Ma (Mueller et al., 1996, Chown et al., 2002 et Davis, 2002) tandis que l'âge de cette minéralisation aurifère est estimé plus jeune que 2680 Ma (Jemielita et al., 1990, Zweng et al., 1993, Kerrich et Cassidy, 1994 et Neumayr et al., 2000). Aussi,

bien qu'aucune évidence structurale directe ne suggère que le décrochement tardif et l'épisode de minéralisation soient synchrones, l'hypothèse que l'événement de minéralisation orogénique survienne pendant le décrochement dextre est supportée par les âges proposés. Cependant, les gisements aurifères orogéniques encaissés au sein de la faille ou à proximité présentent des évidences de mise en place dans un régime en compression produisant des mouvements inverses le long de structures à fort pendage (Sibson et al., 1988; Robert et al., 1995; Ferkous et Tremblay, 2000). La relation entre les minéralisations aurifères et les différentes phases de déformations reste à éclaircir dans la Sous-province d'Abitibi.

4. Objectifs

Le présent rapport s'inscrit dans un projet de recherche visant une synthèse de la FC afin d'établir son évolution structurale. Le projet vise également à préciser le rôle de la relation «raccourcissement-décrochement» dans la mise en place de la minéralisation aurifère orogénique. À cette fin, plusieurs objectifs vont permettre d'atteindre ce but :

- Caractériser et intégrer l'empreinte structurale des différents segments de la FC et établir un cadre chronologique des événements de déformation.
- Caractériser les styles de déformation aux zones limites proposées entre les différents segments (points de transition).
- Établir les relations entre les événements de déformation et le passage des fluides minéralisateurs.
- Caractériser l'unité lithotectonique représentée par le Groupe de Piché.

Ce rapport aborde les résultats liés aux empreintes structurales de la FC ainsi que la caractérisation et la documentation du Groupe de Piché.

5. Remerciements

Cette étude a été financée et soutenu par le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles sous la supervision de Pierre Pilote. Le projet (et l'auteur) a énormément profité de sa grande connaissance de l'Abitibi et de sa méthodologie de travail. Ce rapport a été réalisé dans le cadre de la thèse de doctorat de l'auteur sous la direction de Réal Daigneault et la codirection de Silvain Rafini. Réal Daigneault est l'instigateur du projet et a, entre autre, permis de cadrer et définir les objectifs et de garder le cap. Silvain Rafini a été d'une grande aide pour lier ce travail aux connaissances actuelles sur les gisements aurifères orogéniques.

Les travaux de terrains n'auraient pu être accomplis sans l'appui de plusieurs compagnies d'exploration. En particulier, Alexandria Minerals Corporation est grandement remercié pour avoir gracieusement apporté un support logistique et pour avoir donné accès à leurs données, leurs décapages et leurs forages. À titre particulier, les échanges avec Philippe Berthelot ont beaucoup aidé à la compréhension du Groupe de Piché dans le secteur de Val-d'Or. Ressources Yorbeau Inc. a également fourni d'autres échantillons provenant de forages ainsi que l'accès à leurs décapages et aux données associées. Corporation minière Osisko, et à titre particulier Pierre de Chavigny, ont permis l'accès à l'ancienne fosse de Buckshot et à l'échantillonnage de plusieurs forages. Agnico-Eagle a autorisé l'accès et permis la visite des sites miniers de Laronde et Lapa.

Les étudiants en géologie ayant joué le rôle d'assistants du MERN sur le terrain ont été d'un grand appui dans la conduite des différents travaux réalisés au cours des deux campagnes de terrain. Plus particulièrement, Alexandre Krushnisky et Nathaly Desjardins ont été d'une aide inestimable pour la réalisation des cartographies et l'aide aux travaux de terrain en général.

6. Géologie régionale

La portion québécoise de la Sous-province d'Abitibi, est communément divisée en 2 parties : la Zone Volcanique Nord (ZVN) et la Zone Volcanique Sud (ZVS) qui jouxte la Sous-province de Pontiac, située au Sud de la ZVS et séparée de celle-ci par la FC (Fig. 4.1). Ces deux ensembles sont interprétés comme des arcs volcaniques accrétés selon Chown et al. (2002). La ZVS est constituée de plusieurs alternances de bandes volcaniques et sédimentaires d'orientation grossièrement Est-Ouest interprétées comme l'expression d'un volcanisme d'arc continental et océanique (Card, 1990) associé à une activité mantellique et à un environnement de subduction (Mueller et al., 1994; Davis et al., 2000; Scott et al., 2002). Dans la ZVS, on peut distinguer trois grands groupes de roches volcaniques : le Groupe de Malartic, le Groupe de Louvicourt et le Groupe de Blake River. Les Groupe de Malartic et de Louvicourt, situés à l'Est de la Faille de La Pause sont interprétés comme des produits du volcanisme de plancher océanique caractérisé par une proportion importante de basaltes et de komatiites associés à des dykes et des filons-couches (Dimroth et al., 1982; Imreh, 1984; Scott et al., 2002) évoluant vers un environnement interprété comme associé à la subduction, illustré par des séquences

volcano-sédimentaires (Wyman, 1999; Wyman et al., 2002). La mise en place des Groupes de Malartic et de Louvicourt s'étend de 2714 Ma à 2702 Ma (Pilote et al., 1998 et 2000). Le Groupe de Blake River représente un assemblage de séquences volcaniques basaltiques à rhyolitiques issu d'un environnement de plaine océanique (Dimroth et al., 1982). Pearson et Daigneault, (2009), ainsi que Mueller et al., (2012) ont proposé un modèle de caldera à l'origine de l'architecture volcanique du Groupe de Blake River. Le Groupe de Blake est délimité au Sud par la FC et à l'Est par la Faille de Parfouru.

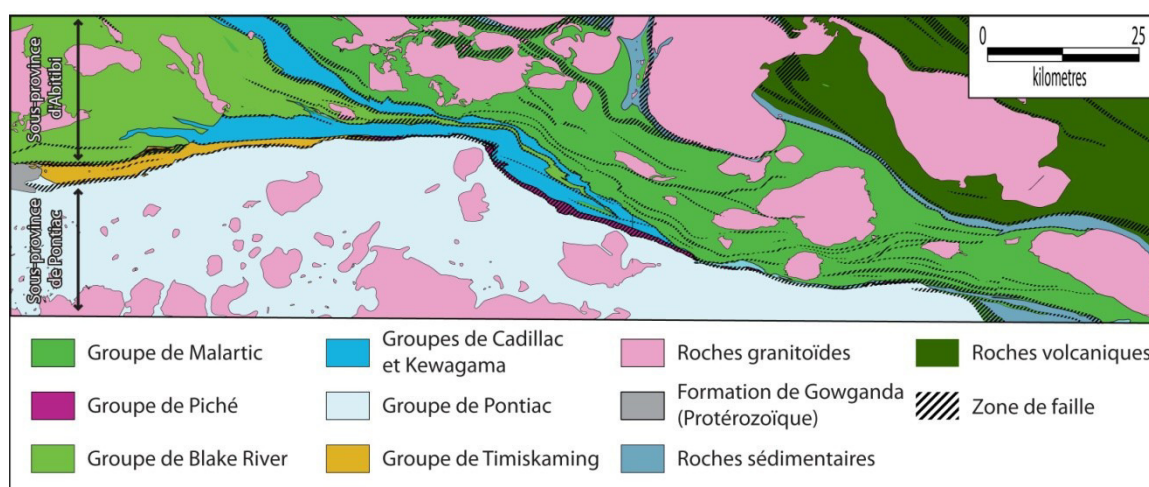


Figure 4.6.1 : Carte géologique simplifiée des unités entourant le segment québécois de la Faille de Cadillac. Modifiée de Hubert et al. (1984; Imreh (1984; Desrochers et Hubert, 1996).

Plusieurs bassins sédimentaires sont également présents dans le Sud de la Sous-province de l'Abitibi. On distingue les Groupe de Cadillac et de Timiskaming, associés spatialement à la FC. Le Groupe de Cadillac est composé essentiellement de dépôts turbiditiques intercalés de conglomérats et de formations de fer. Il est interprété comme un bassin inter-arc issu d'un environnement profond (Dimroth et al., 1982). Le Groupe de Timiskaming quant à lui est intimement relié à la FC et regroupe des séquences massives

de conglomérats polygéniques intercalés de séquences gréseuses issues d'un environnement fluvial peu profond (Mueller et Donaldson, 1992; Mueller et al., 1994). La source des fragments de conglomérats est identifiée comme les roches sédimentaires, plutoniques et volcaniques proximales du bassin (Dimroth et al., 1982; Legault et Hattori, 1994). Ces deux bassins se sont formés conjointement avec l'activité tectono-magmatique (Card, 1990), bien que le Groupe de Timiskaming soit déposé plus tardivement vers 2680 Ma (Mueller et al., 1996; Davis, 2002). Enfin, le Groupe de Pontiac constitue les roches supracrustales de la Sous-province de Pontiac. Composé de turbidites et de quelques formations de fer, il est interprété comme un bassin d'avant-arc évolué d'un prisme d'accrétion (Dimroth et al., 1982; Camire et Burg, 1993; Davis, 2002).

La Sous-province d'Abitibi est recoupée par deux séries d'intrusions granitoïdes : une série de composition TTG et des intrusions porphyriques (Feng et Kerrich, 1992; Chown et al., 2002). La mise en place de ces intrusions s'étend sur une période allant de syn-volcanique jusqu'à post-déformation (Rive et al., 1990; Davis et al., 2000).

Le métamorphisme régional va du faciès sous-schistes verts jusqu'à la transition schistes verts-amphibolites (Powell et al., 1995a). Le métamorphisme est documenté comme synchrone à tardif par rapport au développement de la schistosité régionale (Powell et al., 1995a; Dimroth et al., 1983a). Néanmoins, Simard (2010) présente des évidences que le métamorphisme prograde a débuté au plus tard au début de l'événement de raccourcissement. Localement un métamorphisme de contact est observable au pourtour des plutons au sein des roches volcaniques (Dimroth et al., 1983a). Enfin, les roches à

proximité des failles présentent une forte altération hydrothermale (Card, 1990; Morin et al., 1993; Powell et al., 1995b; Daigneault, 1996).

À l'échelle régionale, le grain structural est illustré majoritairement par une foliation généralement Est-Ouest et avec un pendage vers le Nord (Daigneault, 1996; Daigneault et al., 2002). Le degré de déformation est élevé à l'échelle régionale et s'accroît à proximité des failles. Ces dernières sont communément associées à des contacts entre différentes lithologies. La foliation principale tend à devenir parallèle le long de ces dernières. Localement, plusieurs foliations secondaires sont également notées, la plus importante ayant une orientation globalement Nord-Est.

7. Méthodologie et travaux réalisés

La réalisation de ces objectifs repose sur l'utilisation conjuguée d'une phase d'acquisition de données sur le terrain soutenue par le MRN puis d'une phase de traitement des informations recueillies.

7.1 Travaux de terrain

L'essentiel des travaux de terrains a été concentré sur la FC stricto sensu dans la partie québécoise. Ils consistent de manière générale à caractériser les différents segments délimités le long de la FC pour définir les styles et l'évolution de la déformation (Figure 3.4).

Le cadre d'étude est découpé en plusieurs segments permettant d'illustrer les transformations des styles structuraux et du degré de la déformation en s'approchant de la

FC. Ces segments sont définis en premier lieu pour jalonner le style structural de la FC (segments Rouyn-Noranda, Joanna-Bousquet, Malartic et Val-d'Or), ainsi que de la faille de Parfouru, une structure SE dont le point d'intersection apparent avec la FC coïncide avec une transition entre deux segments distincts de la faille. Ponctuellement, les secteurs sélectionnés pour faire l'objet d'une cartographie plus détaillée ont été définis de manière à tenir compte des données disponibles sur SIGEOM au niveau des affleurements, des accès, des particularités et des problématiques locales.

Pour chaque segment, l'objectif était de réaliser une coupe structurale transversale à la faille à l'aide de cartographies de détails et de relevés structuraux afin d'illustrer le changement de style de déformation, près et loin de la faille. Le principe est de documenter le comportement de la déformation à l'aide d'observations ponctuelles et de quelques cartographies de détail. Une attention particulière a également été portée aux roches du Groupe de Piché. Les éléments structuraux recueillis sont représentés par les fabriques (schistosité, clivage), les linéations d'étirement associées, les plis asymétriques et leurs éléments associés (plan axial, axe de pli), les veines et les différents types d'indicateurs cinématiques de mouvement. Le but est de définir, à partir de ces éléments, l'empreinte des différentes phases de déformation, les limites sur le terrain de leurs expressions structurales et les différents mouvements. Ce travail est effectué par la caractérisation de secteurs ou de sections types à travers la faille. Ensuite la correspondance a été établie entre les différents styles structuraux d'un secteur à l'autre.

7.2 Traitement et analyses

Les informations recueillies ont été numérisées sous forme de cartes des différents secteurs étudiés à l'aide d'un SIG (MapInfo et ArcGIS) et synthétisées, notamment sous forme de stéréonets. Des lames minces de 30 μm ont été confectionnées à partir des échantillons pour compléter les observations de terrain. Des doublets de lames orientées selon les plans XZ et YZ ont également réalisés. L'ensemble de ces informations permet ainsi d'établir les relations chronologiques de la déformation à l'échelle d'un segment, puis de la FC dans son ensemble. Il est alors possible de retracer l'évolution de la déformation le long de la faille, notamment les variations de style aux points de transition.

Les échantillons prélevés le long des sections issus du Groupe de Piché ont servi à des analyses de roche totale et aussi d'éléments-traces dans le but de préciser la nature des protolithes et l'empreinte de l'altération. L'interprétation de ces données est basée sur la signature en éléments du groupe des Terres Rares ainsi qu'une classification des précurseurs calculés à l'aide du logiciel Lithomodeleur du CONSOREM. L'objectif est de préciser au mieux la signature géochimique des roches du Groupe de Piché avec les lithologies adjacentes de la Sous-province de l'Abitibi.

7.3 Travaux réalisés

À l'issu des campagnes de terrain 2013 et 2014, 509 stations ont été réalisées, comprenant l'observation d'affleurements et la cartographie détaillée de 12 sites, permettant de répertorier les différents styles structuraux de la FC. Afin de préciser et

documenter certains aspects structuraux, 150 lames minces ont également été confectionnées.

Parallèlement, 135 échantillons ont été analysés pour circonscrire et documenter le Groupe de Piché. Parmi eux, 75 proviennent de forages réalisés par les compagnies d'exploration minérale Ressources Yorbeau, Corporation Minière Osisko et Alexandria Minerals Corporation. La stratégie d'échantillonnage a tenu compte des objectifs suivants :

- Dans chaque segment de la faille, atteindre une représentativité de l'ensemble du Groupe de Piché en prélevant au moins un échantillon par lithologie dominante dans ce segment, en s'appuyant sur les données d'affleurement et la géologie connue.
- Dans le segment de Rouyn-Noranda, obtenir des échantillons de la Formation de McWatters pour tester une possible affinité avec le Groupe de Piché.
- Échantillonner certaines lithologies ultramafiques provenant des bandes de roches volcaniques situées dans le Groupe de Pontiac afin de tester la ressemblance éventuelle entre ces roches et celles du Groupe de Piché.

	Segment Rouyn- Noranda	Segment Joanna-Bousquet	Segment Malartic	Segment Val-d'Or	Total
Stations de mesures	106	168	130	105	509
Analyses géochimiques	23	10	73	29	135
Cartographies détaillées	4	2	3	3	12

Tableau 7.1 : Répartition des mesures structurales, des analyses lithogéochimiques et des aires cartographiées par segments.

8. Styles structuraux à proximité de la FC

À la conclusion des deux campagnes de terrain, il apparaît que la distribution des éléments structuraux, leurs relations géométriques entre eux, leurs orientations et de façon

générale le style de déformation varient le long de la FC. Cette section porte sur la description des différents styles de déformation, ainsi que sur les événements auxquels ils sont rattachés. Ces événements sont décrits par ordre chronologique, avec une emphase sur la variation de l'expression de ces événements en fonction des différents segments dans lesquels ils sont observés. Les caractéristiques structurales de chaque segment sont récapitulées dans un tableau comparatif (Tableau 8.1) et dans la Figure 8.1. Les implications sur l'histoire de la déformation de la FC sont traitées dans la section « Discussion et Conclusion »

8.1 Segment de Rouyn-Noranda

Ce segment se situe à l'extrémité ouest de la FC au Québec, il expose la totalité des quatre événements de déformation documentés dans ce rapport. Ce segment permet d'ailleurs de circonscrire le cadre chronologique de ces différents événements. Le premier est interprété comme un épisode de raccourcissement à l'origine du grain structural prédominant en Abitibi sous la forme d'une fabrique pénétrative d'orientation Est-Ouest. Cette fabrique s'étend dans le Groupe de Pontiac au Sud, mais tend à disparaître au Nord dans le Groupe de Blake River. Elle est très bien développée dans le bassin du Timiskaming, dans lequel elles constituent le plan axial de plis isoclinaux ayant un regard structural vers l'Est. De manière générale, son pendage est modérément à fortement incliné vers le Nord. Le pendage s'accroît surtout à proximité du Groupe de Piché et de la FC. La linéation d'étirement est exprimée par l'aplatissement des fragments dans les roches volcaniques et sédimentaires sous forme de « galettes » ovales dont le grand diamètre est

vertical dans le plan de la schistosité. L'étirement de minéraux confirme également la plongée en direction-pendage vers le Nord.

Le second événement de déformation est suggéré par la présence récurrente d'un clivage de crénulation subhorizontal recoupant la fabrique principale. Ce clivage est observé dans tout le Groupe de Timiskaming ainsi que dans le Groupe de Pontiac à proximité du contact Sud de Groupe de Timiskaming. Localement, ce clivage agit comme plan axial de plis ouverts à axe subhorizontal affectant la fabrique principale et le litage primaire (Figure 8.3A). Ce clivage peut être interprété comme l'effet d'un raccourcissement vertical postérieur au raccourcissement Nord-Sud. Cette hypothèse peut être appuyée par la forme sigmoïde des fragments dans les unités de conglomérats du Groupe de Timiskaming, indiquant un mouvement normal le long du plan de la fabrique principale. Dans ce scénario, deux mécanismes découlent de l'épisode d'extension : 1) la création d'une fabrique subhorizontale ou 2) la réactivation du plan de fabrique principale avec étirement et déformation d'objets le long de celui-ci. En effet, aucun affleurement n'a permis d'observer ces deux éléments structuraux conjointement.

Une troisième fabrique est communément visible dans ce secteur. D'orientation Nord-Ouest, elle est globalement verticale, mais avec des fluctuations importantes autant vers le Nord-Est que vers le Sud-Ouest. L'étude de lames minces suggère que ce clivage recoupe le clivage subhorizontal (Figure 8.3A). Sa distribution spatiale est concentrée vers l'Est du segment, à proximité de la Faille de Davidson, à tel point que cet élément structural devient dominant par rapport aux autres clivages dans ce secteur. Des plis asymétriques en « S » ouverts à fermés sont localement associés à ce clivage.

Le dernier événement documenté est interprété comme un décrochement dextre principalement exprimé dans les 100 m de part et d'autre de la FC et du Groupe de Piché. Plusieurs éléments structuraux expriment cet épisode tardif et ne sont pas toujours tous représentés à l'échelle de l'affleurement. Le premier élément est un clivage de crénulation N-E à pendage vertical recoupant toutes les autres fabriques (Figure 8.3B, C et D). Il est très communément accompagné d'un pli asymétrique en Z dont il constitue le plan axial. Ces plis mineurs sont généralement ouverts à fermés et affectent la fabrique principale et le litage primaire. Des objets en forme de dominos ou de sigma indiquent également un mouvement latéral dextre. Dans la FC et à proximité, le décrochement dextre s'exprime également par la formation de plans de cisaillement Sud-Est à composante dextre le long desquels est emportée la fabrique principale. Localement, les relations angulaires entre les fabriques principale et Nord-Est suggèrent une relation de type C-S. Dans ce cas, la fabrique principale rejoue en cisaillement et emporte le clivage N-E.

	Segment Rouyn-Noranda	Segment Joanna-Bousquet	Segment Malartic	Segment Val-d'Or
Raccourcissement Nord-Sud (raccourcissement)	<ul style="list-style-type: none"> • Schistosité E-W avec pendage modéré vers le Nord • Plis isoclinaux E-W • Linéation d'étirement à mouvement pendage vers le Nord • Plongée modérée 	<ul style="list-style-type: none"> • Schistosité verticale E-W • Plis isoclinaux E-W • Linéation d'étirement à mouvement pendage vers l'Ouest • Forte plongée 	<ul style="list-style-type: none"> • Schistosité verticale ESE • Plis fermés ESE • Zones de cisaillement inverses EW • Linéation d'étirement à mouvement pendage vers l'Est • Plongée modérée 	<ul style="list-style-type: none"> • Schistosité E-W avec pendage fort vers le Nord • Linéation d'étirement à mouvement pendage vers le Nord-Est • Plongée modérée
Extension	<ul style="list-style-type: none"> • Clivage horizontal • Plis ouverts • Indicateurs de mouvement dans la schistosité (Sigma et dominos) 	<ul style="list-style-type: none"> • Indicateurs de mouvement dans la schistosité (Sigma et dominos) 		
Raccourcissement NE-SW	<ul style="list-style-type: none"> • Clivage NO à fort pendage • Plis mineurs NO en "S" 	<ul style="list-style-type: none"> • Clivage NO à fort pendage • Plis mineurs NO en "S" 		
Raccourcissement NO-SE (décrochement)	<ul style="list-style-type: none"> • Clivage vertical NE • Plis mineurs NE en "Z" • Relations C-S et bandes de cisaillement dextres • Autres indicateurs de mouvement (Sigma et dominos) 	<ul style="list-style-type: none"> • Clivage vertical NE • Autres indicateurs de mouvement (Sigma et dominos) 	<ul style="list-style-type: none"> • Clivage vertical NE • Plis mineurs NE en "Z" • Relations C-S et bandes de cisaillement dextres • Autres indicateurs de mouvement (Sigma et dominos) 	<ul style="list-style-type: none"> • Clivage vertical NE • Plis mineurs NE en "Z" • Relations C-S et bandes de cisaillement dextres • Autres indicateurs de mouvement (Sigma et dominos)

Tableau 8.1 : Synthèse par segment des éléments structuraux associés à chaque événement de déformation.

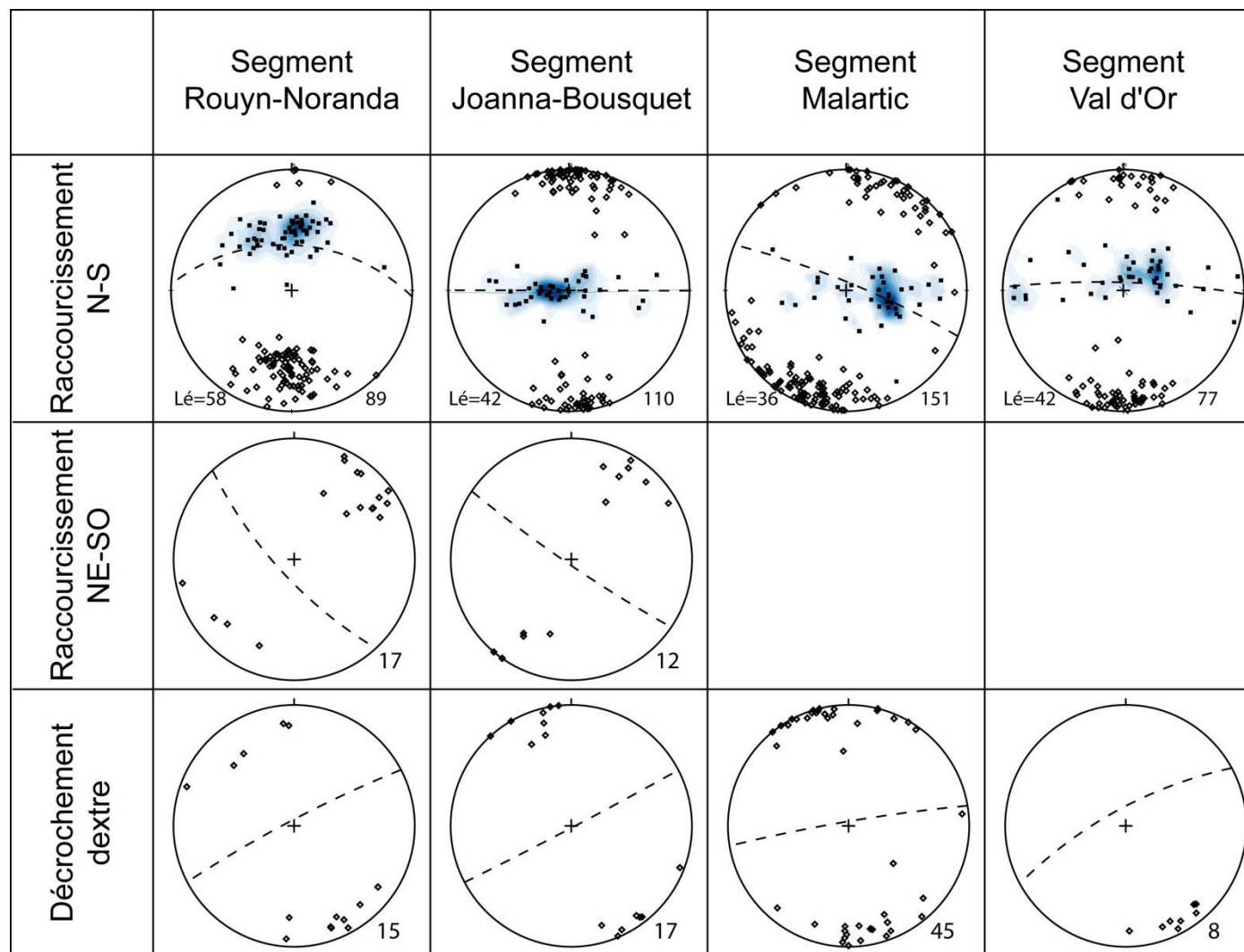


Figure 8.1 : Synthèse des différentes fabriques structurales en fonction des segments.

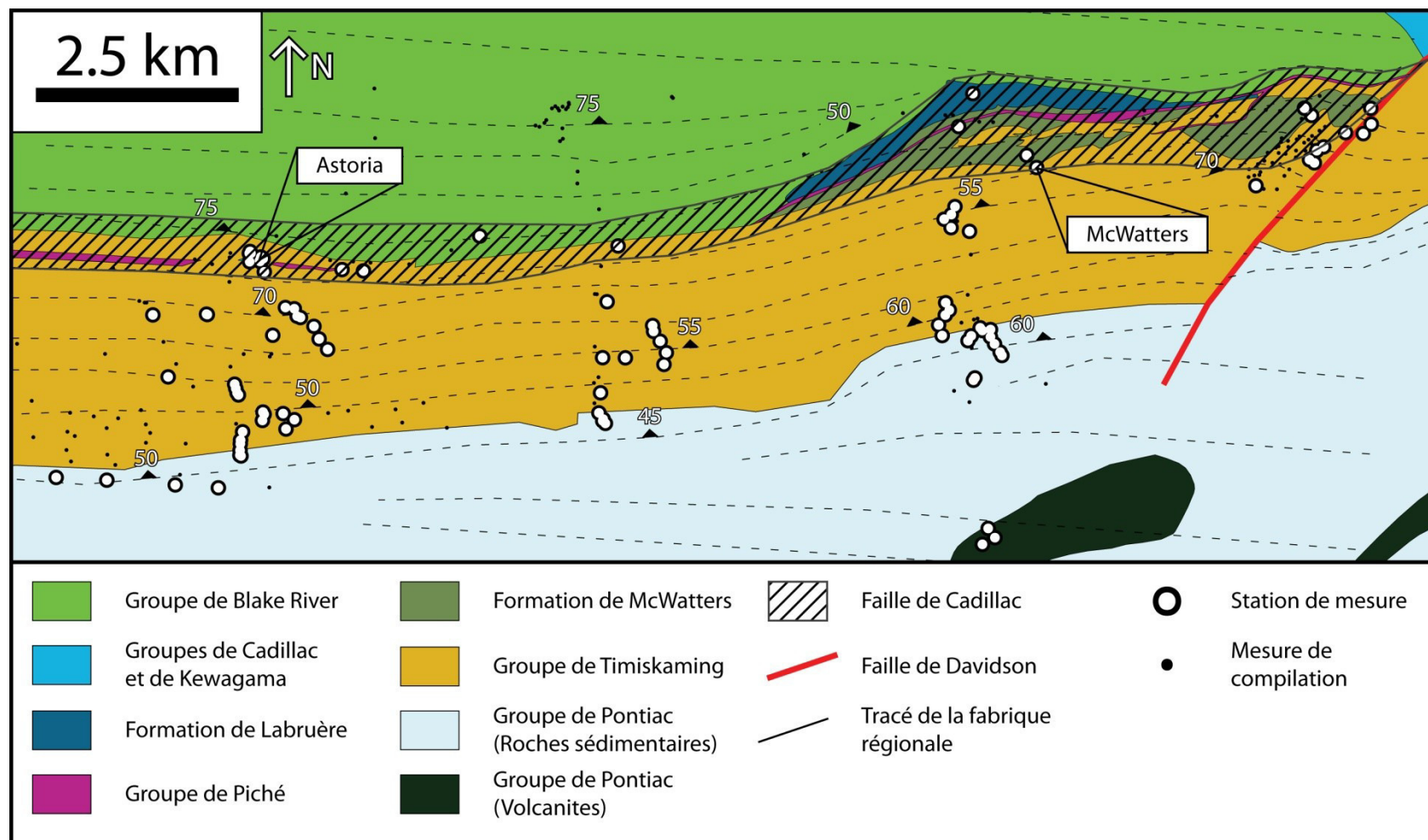


Figure 8.2 : Géologie simplifiée et trajectoires de la schistosité régionale S_p pour le secteur de Rouyn-Noranda, basée sur des observations de terrain (comprenant également Goulet, 1978; Gelinas et al., 1984; Hubert et al., 1984; Gauthier et al., 1986; Diop, 2011) et de la banque de données SIGEOM du MERN. L'absence de tracé pour la schistosité régionale n'indique pas nécessairement l'absence de déformation, mais plutôt le manque de données structurales.

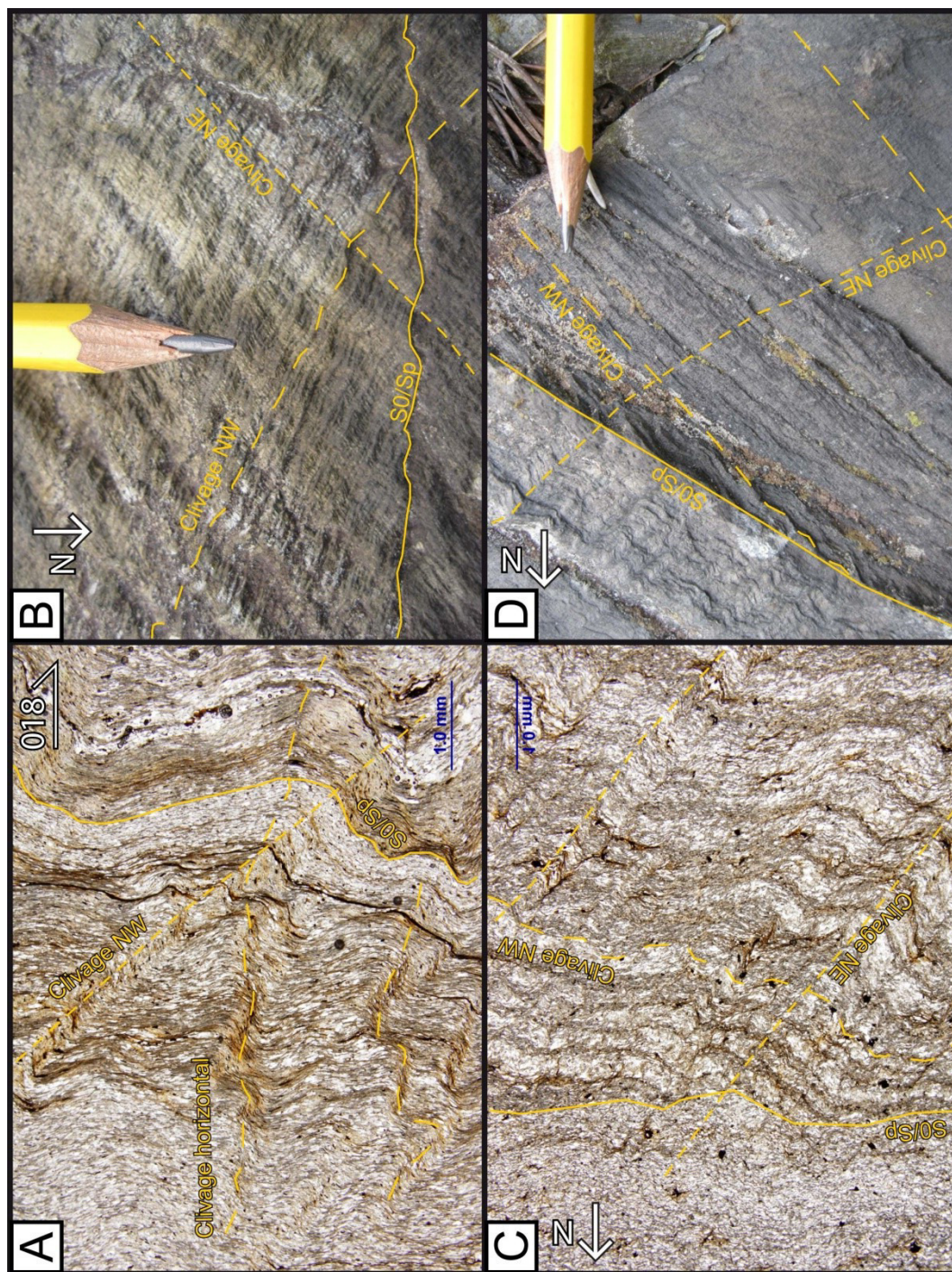


Figure 8.3 : Relations de recoupement entre les différentes fabriques structurales. A) Photographie de lame mince illustrant les relations de recoupement, dans l'ordre, entre les fabriques principale, horizontale et NO. B) Relations de recoupement dans l'ordre, entre les fabriques principale, NO et NE. C) Idem que B) mais vue en lame mince. D) Autre exemple de recoupement entre les fabriques principale, NO et NE.

8.2 Segment de Bousquet

Le segment de Bousquet (Figure 6.4) expose très bien l'effet de l'épisode de raccourcissement sur le pourtour de la FC. La schistosité, globalement Est-Ouest, est parallèle au tracé de la faille ainsi qu'aux litages primaires des roches volcaniques et sédimentaires. L'ensemble a un pendage subvertical incliné vers le Nord qui tend légèrement vers le Sud en se dirigeant vers le Nord (80°). La linéation d'étirement est très bien développée et plonge verticalement vers l'Ouest dans le plan de schistosité. Les seuls indicateurs observés dans ce segment sont des fragments de formes sigmoïdes aplatis dans la schistosité, indiquant un mouvement vertical, le bloc Nord descendant tandis que le bloc Sud remonte, suggérant un mouvement normal qui peut être associé aux évidences d'extension tardives observées dans le segment de Rouyn-Noranda.

Les autres éléments structuraux comprennent un clivage subvertical Nord-Ouest associé à des plis asymétriques en S reprenant la fabrique S_p et le litage primaire. Ce clivage est très bien développé à l'ouest du segment, à proximité de la Faille de Davidson et jusqu'à la moitié du segment.

Le dernier événement de déformation observé est le décrochement dextre. Il est beaucoup moins bien exprimé que dans les autres segments, avec quelques observations du clivage NE à proximité de la FC. Aucun pli asymétrique lié à ce clivage n'a été observé ici. Dans les roches des Groupes de Blake River et de Cadillac, des fragments aplatis avec une forme sigmoïde suggèrent un mouvement latéral dextre.

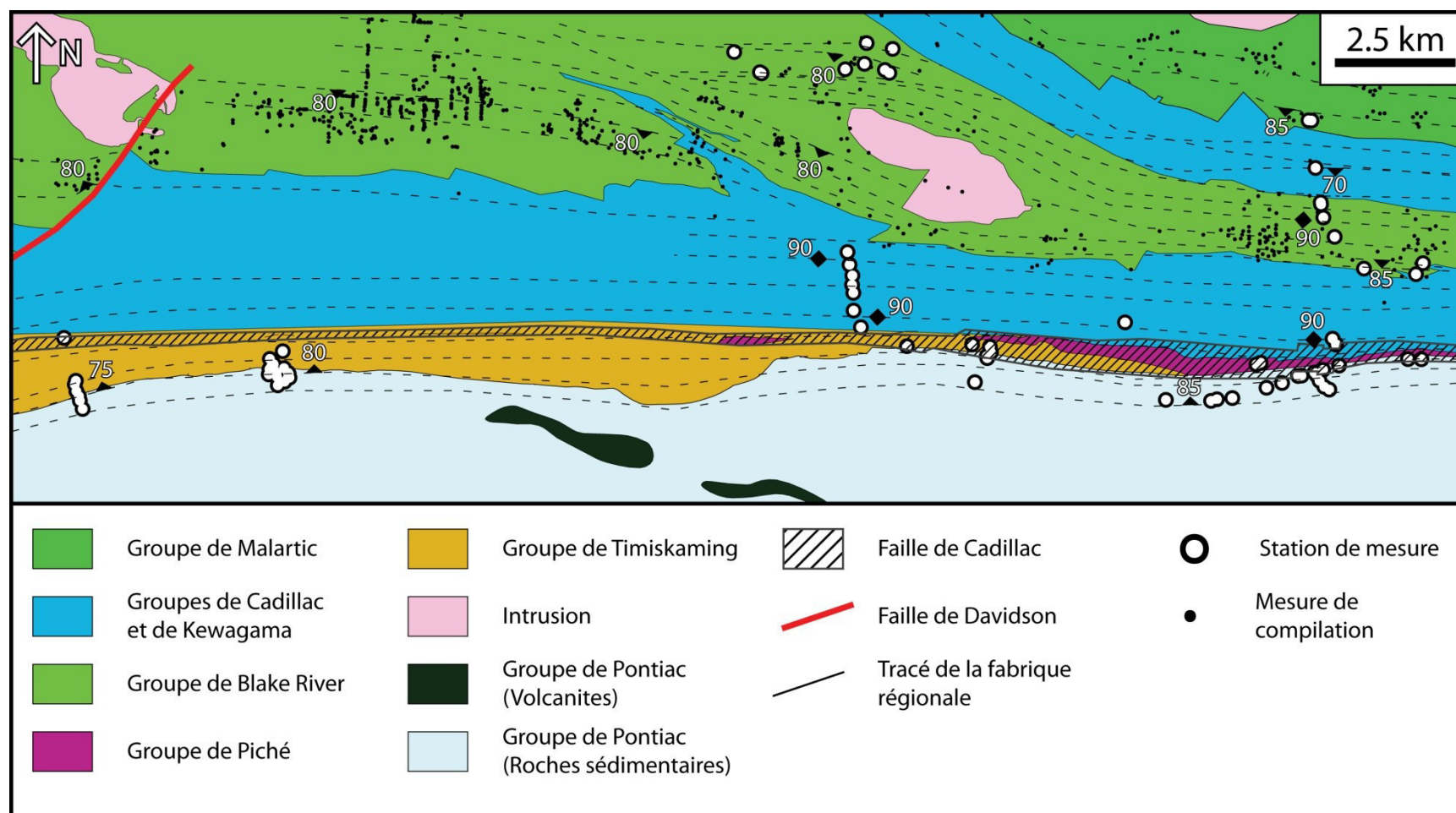


Figure 8.4 : Géologie simplifiée et trajectoires de la schistosité régionale S_p pour le secteur de Joanna-Bousquet basée sur nos observations de terrain, celles de Tourigny et al., 1988; Trudel et al., 1992) et de la banque de données SIGEOM du MERN. L'absence de tracé pour la schistosité régionale n'indique pas nécessairement l'absence de déformation, mais plutôt le manque de données structurales.

8.3 Segment de Malartic

Comme expliqué dans l'introduction, le segment de Malartic (Figure 8.5) a comme particularité que les contacts des grandes unités (Groupes de Pontiac, de Piché, de Cadillac, de Blake River, de Kewagama et de Malartic) et globalement son architecture sont orientés vers le Sud-Est. L'une des grandes inconnues de la FC et de ce secteur de la Sous-province d'Abitibi consiste en l'origine de cette déviation, c'est-à-dire si cette orientation provient de l'architecture initiale lors de la mise en place des roches ou si elle a été acquise lors de la déformation.

L'épisode de raccourcissement est symbolisé par une fabrique pénétrative subverticale dont l'orientation est variable, dépendamment si elle est observée à proximité ou non d'une zone de déformation majeure (contacts, failles). Éloignée de ces structures, la schistosité régionale S_p possède une orientation Est-Ouest à Est-Sud-Est et est oblique au litage primaire Sud-Est caractéristique de ce segment. Cette observation est visible à l'échelle du microscope (Figure 8.6), de l'affleurement (site de Norbenite illustré plus loin dans la section) et du segment (Figure 8.5). Pour appuyer cette interprétation, la Figure 8.6 montre en lame mince la relation angulaire entre le litage primaire et le plan d'aplatissement des constituants (fragments, minéraux) d'une unité de grès dans le Groupe de Kewagama. La Figure 8.7 détaille la géologie du décapage de Burbank, situé au cœur du pli en Z dans le Groupe de Malartic, où une seule fabrique, Est-Ouest, est observée et correspond ici encore au plan d'aplatissement. Les plis en Z locaux et régionaux observés dans les Groupes de Cadillac et de Malartic seraient donc en partie issus de l'épisode de raccourcissement. Cependant, à proximité des zones de déformations majeures, la fabrique

principale définissant l'aplatissement et le débit schisteux est parallèle à ces zones de déformations ainsi qu'aux litages primaires (voir décapage Norbenite plus bas). À l'échelle du secteur, cette dualité dans l'orientation de la fabrique principale forme une relation de type C-S compatible avec un épisode de raccourcissement Nord-Sud. Dans ce scénario, le raccourcissement produit une fabrique pénétrative Est-Ouest, tandis que les contacts majeurs et autres structures forment des plans idéalement orientés pour un décrochement latéral. À proximité de ces structures, la schistosité est entraînée parallèlement le long de ces plans en décrochement. En dehors de cette relation, peu d'indicateurs cinématiques directement liés au raccourcissement ont été documentés. Dans l'extrémité Sud-Est du segment, là où la FC oblique vers l'Est, des plans de cisaillements fortement inclinés vers le Nord, le long desquels la fabrique principale est emportée, suggèrent des failles inverses.

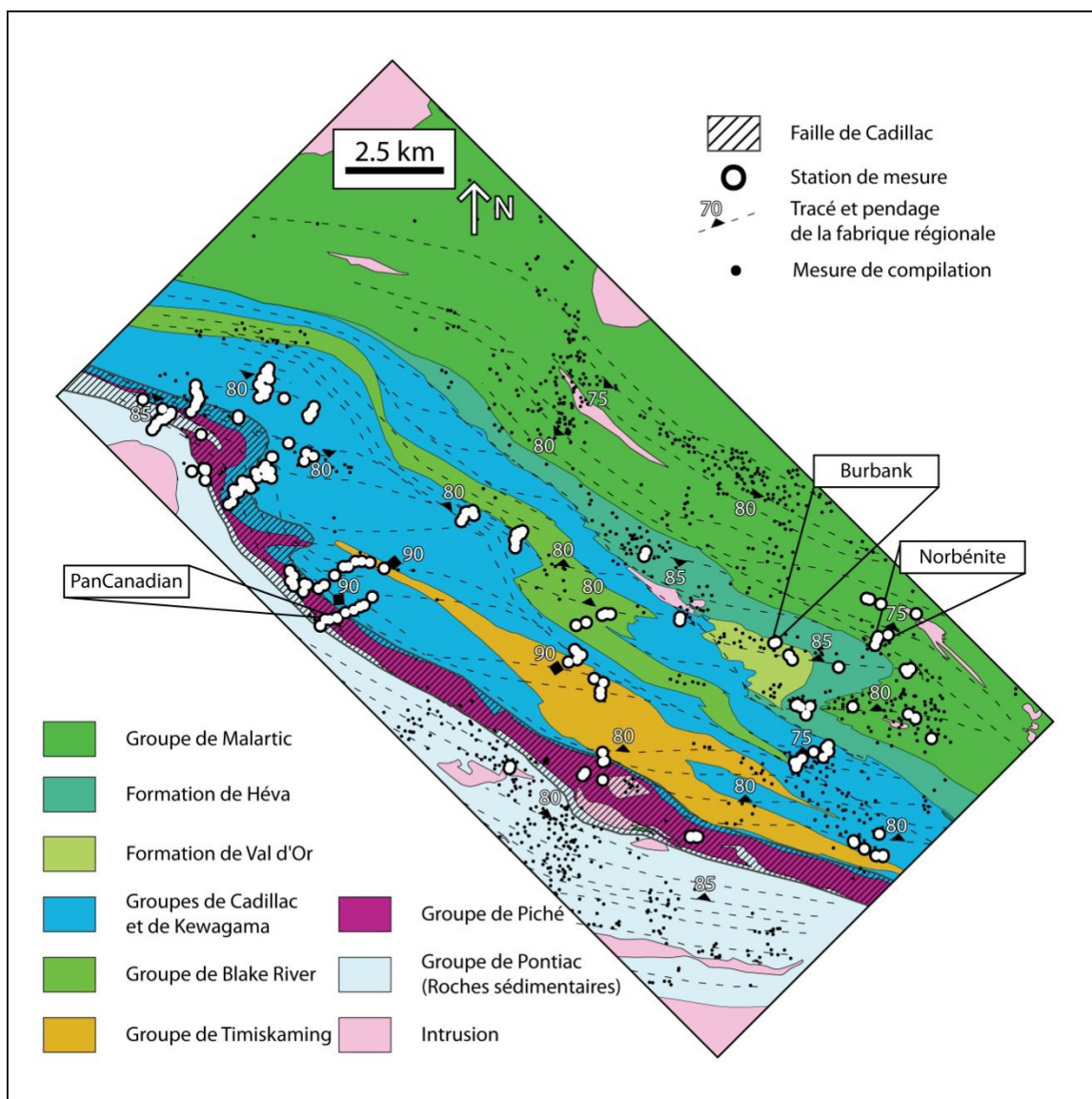


Figure 8.5: Géologie simplifiée et trajectoires de la schistosité régionale Sp pour le secteur de Malartic basée sur les observations de terrain et la banque de données SIGEOM du MERN (Desrochers et al., 1993; Desrochers et Hubert, 1996; Pilote et al., 2000; Pilote, 2013; Pilote et al., 2014). L'absence de tracé pour la schistosité régionale n'indique pas nécessairement l'absence de déformation, mais plutôt le manque de données structurales.

L'autre particularité de ce segment est l'absence d'éléments structuraux visible en surface semblant être reliés à l'événement d'extension. De plus, le clivage Nord-Est n'est également pas représenté. Cependant, de nombreux éléments appuient la présence de l'épisode de décrochement dextre, dont le pli en « Z » (Figure 8.5).

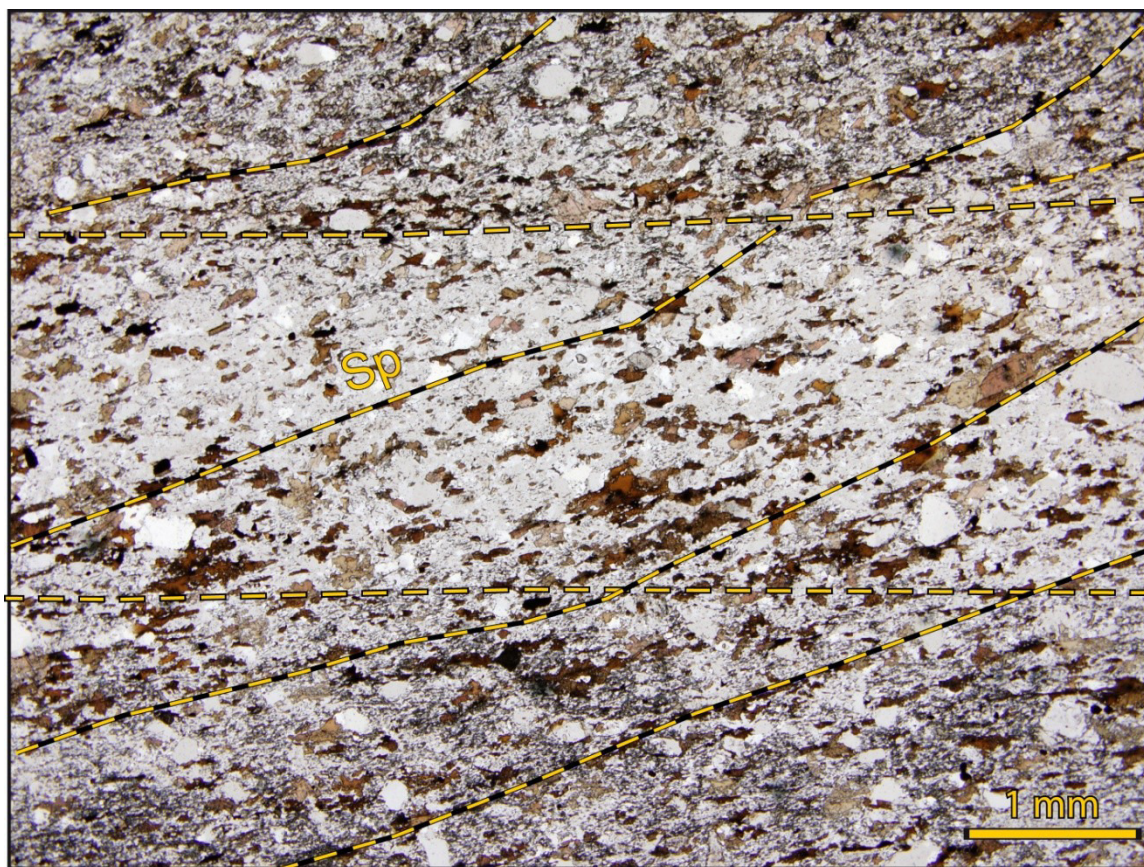


Figure 8.6 : Photographie de lame mince illustrant la relation angulaire entre la fabrique principale et le litage primaire dans le segment de Malartic.

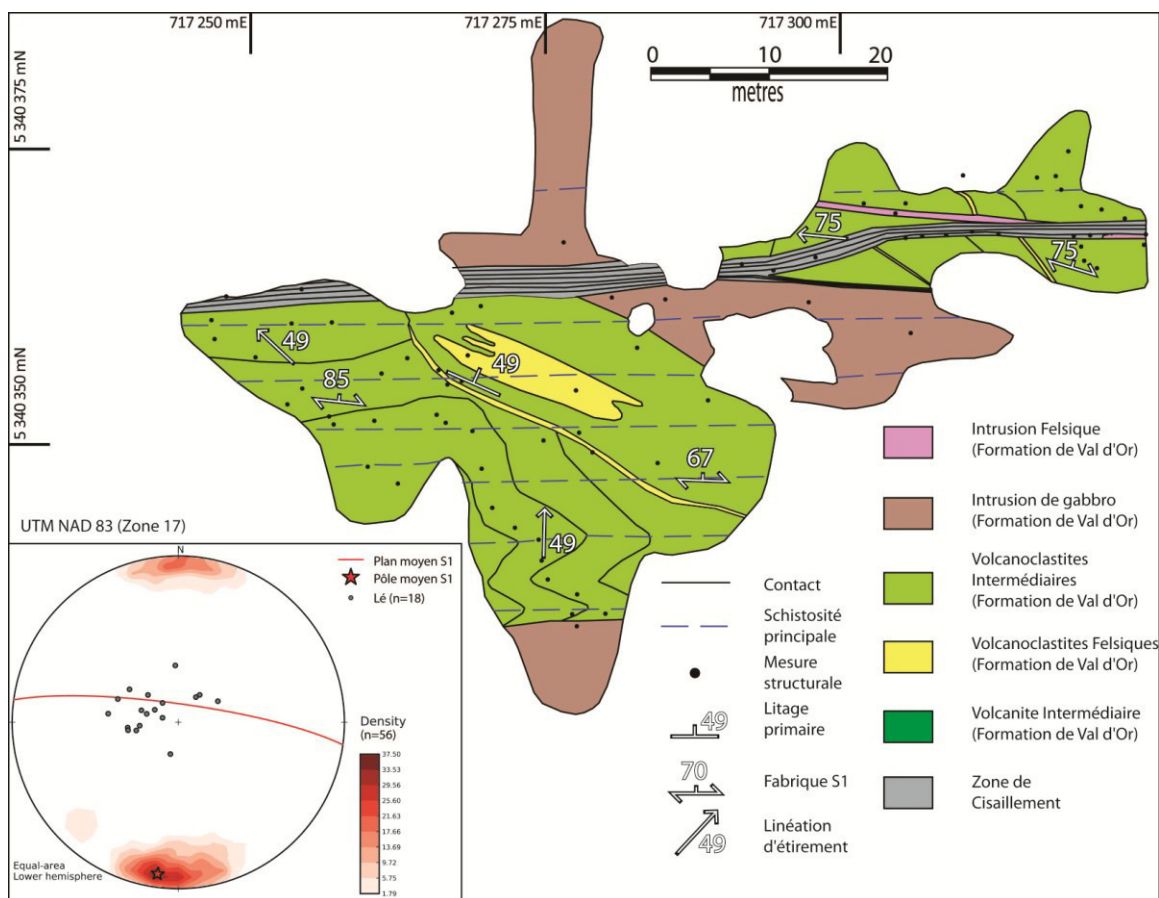


Figure 8.7 : Cartographie du site de Burbank. Localisation sur la Figure 8.5

8.4 Segment de Val-d'Or

Contrairement aux autres segments, celui de Val-d'Or (Fig. 6.8) ne permet l'observation que des éléments structuraux associés à l'épisode de raccourcissement ainsi qu'à celui de décrochement dextre. Ici l'orientation Est-Ouest de la fabrique principale Sp domine de nouveau. Les contacts, les litages primaires et les grandes zones de déformation sont subparallèles entre elles. La fabrique Sp est très développée et est subparallèle au litage et aux contacts. Le pendage est très élevé, proche de 90° dans la majorité des cas. L'aplatissement est également très prononcé dans les 200 m qui bordent la FC, mais il diminue rapidement en s'éloignant, à tel point que la déformation n'est pratiquement plus visible dans les roches volcaniques du Groupe de Malartic. La linéation d'étirement associée est fortement plongeante vers l'Est. À noter l'absence d'observation d'indicateurs cinématiques supportant un mouvement vertical le long de la FC dans ce segment.

L'épisode d'extension n'offre pas d'évidence dans ce segment. Cependant, sur le décapage d'Orenada Zone 2 (décrit plus en détail plus loin), une linéation d'intersection subhorizontale est observée dans le plan de la schistosité, laissant penser à l'existence d'un clivage subhorizontal comme dans le segment de Rouyn-Noranda. L'hypothèse de l'existence d'un clivage subhorizontal dans ce segment avait auparavant été suggérée par Robert (1989).

Le décrochement tardif est très bien développé sous plusieurs formes au sein même de la FC. Le développement d'un clivage vertical avec une direction Nord-Est est l'élément le plus fréquent. Lui sont associés des plis asymétriques en « Z » affectant le litage primaire

et la fabrique principale conjuguée. Plusieurs indicateurs cinématiques soulignent le mouvement dextre le long de la faille, notamment des fragments dans les conglomérats du Groupe de Cadillac ainsi que des bandes de cisaillement le long desquelles est emportée la fabrique principale.

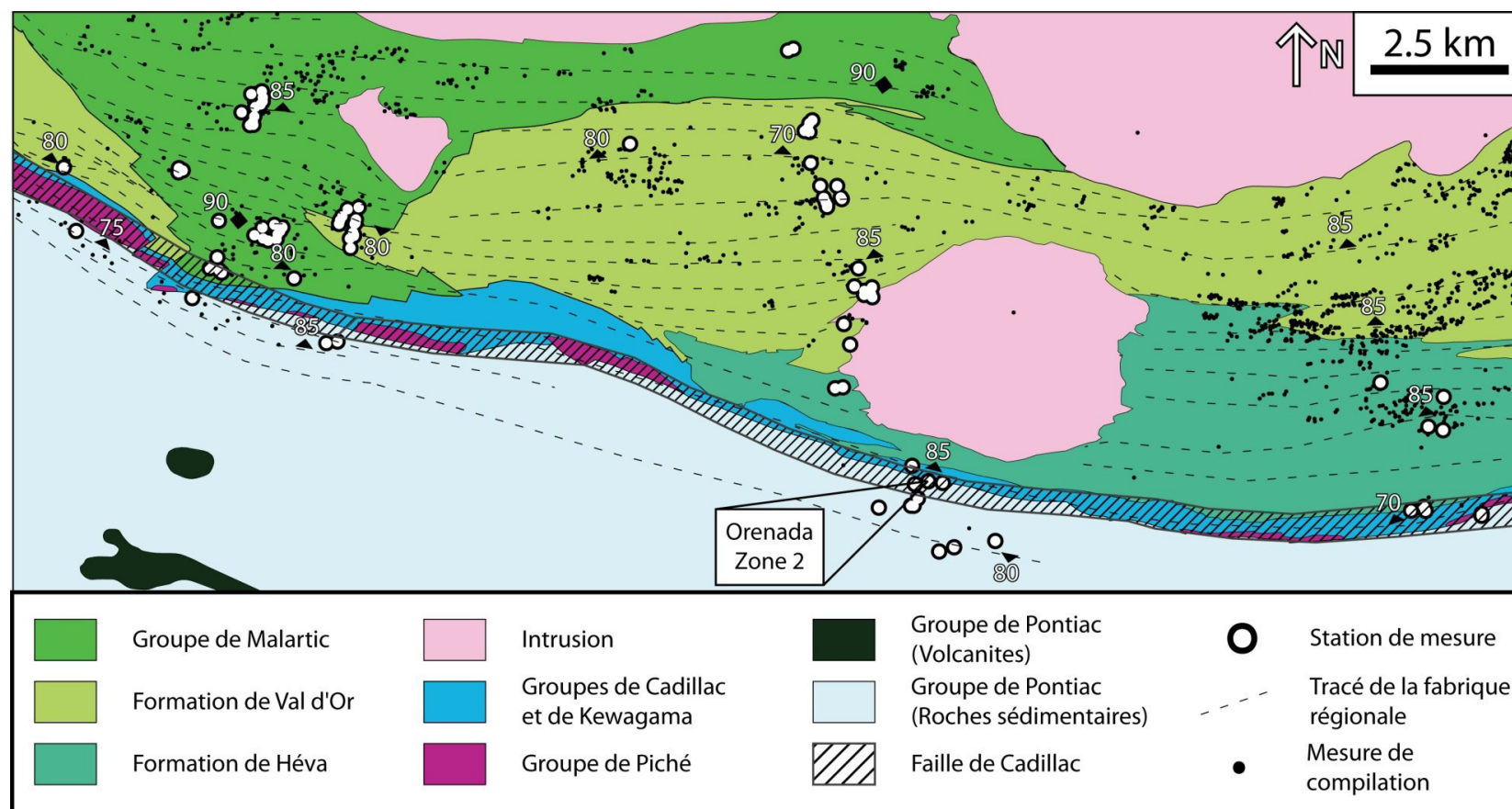


Figure 8.8 : Géologie simplifiée et trajectoires de la schistosité régionale S_p pour le secteur de Val-d'Or basée sur les observations de terrain et la banque de données SIGEOM du MERN (Imreh, 1984; Robert, 1989; Desrochers et al., 1993; Pilote et al., 1997; Pilote et al., 1998; Pilote et al., 2014). L'absence de tracé pour la schistosité régionale n'indique pas nécessairement l'absence de déformation, mais plutôt le manque de données structurales.

8.5 Localités typiques de la FC

Plusieurs tranchées cartographiées en détail sont des témoins majeurs des différents styles de déformation qui ont été décrits et documentés plus haut. Ces points-clés, au nombre de quatre, sont décrits en détail ci-dessous avec à l'appui des planches photographiques illustrant les éléments critiques et jugés représentatifs de la déformation.

1) Astoria – Segment de Rouyn-Noranda

Le Groupe de Piché est très bien exposé sur le décapage situé juste à côté du site de l'ancienne mine désaffectée d'Astoria (Figure 8.9). Ce décapage expose le contact sud du Groupe de Piché avec le Groupe de Timiskaming. Les roches visibles comprennent, du Nord au Sud, des séquences volcaniques mafiques, puis ultramafiques. Les roches mafiques contiennent de nombreux fragments étirés et boudinés (Figure 8.10a). Cette lithologie est interprétée comme une unité volcanoclastique à fragments de porphyre selon Diop (2011). Les roches ultramafiques sont constituées de schistes carbonatés avec une altération en fuschite prononcée (Figure 8.10b). Du côté Sud, les roches sédimentaires sont composées de séquences pluridécimétriques comprenant des grès et des microconglomérats.

Les roches sont intensément déformées : une schistosité de flux (Sp) est très bien développée à l'échelle du décapage, elle est définie par l'alignement des minéraux micacés dans les schistes ultramafiques et, bien que moins développée dans les roches sédimentaires, est parallèle au litage primaire. Globalement, cette schistosité est orientée Est-Ouest avec un fort pendage vers le Nord. La linéation d'étirement comprise dans cette fabrique varie en orientation à l'échelle du décapage. Au Nord, elle est faiblement à

moyennement plongeante vers l'Ouest et devient graduellement fortement plongeante en se dirigeant vers la partie Sud du décapage et plus particulièrement dans le Groupe de Timiskaming. Dans les schistes ultramafiques, la schistosité S_p tend à subir une inflexion vers le Nord-Est. Cette zone d'inflexion est délimitée par deux plans de cisaillement mineurs orientés à environ 280/60, visibles uniquement dans les schistes. La linéation d'étirement plonge davantage le long de ces failles. Des stries horizontales sont également visibles localement dans ces deux plans.

Dans les roches mafiques dans la partie nord du décapage, on observe une situation similaire à celle vue plus au nord dans les roches du Timiskaming : la schistosité est contenue dans un clivage de crénulation S_2 . Ce dernier est lui-même repris par une fabrique S_3 Est-Ouest parallèle au litage. Cette zone coïncide spatialement avec celle où la linéation est subhorizontale.

Plusieurs types d'indicateurs cinématiques sont visibles sur le décapage. Premièrement, les fragments contenus dans le microconglomérat sont étirés dans le plan de S_p et forment des sigmas compatibles avec un mouvement normal, c'est-à-dire que le bloc Nord descend par rapport au bloc Sud (Figure 8.10c). Les fragments de porphyre dans l'unité volcanoclastique mafique forment également parfois des sigmas, mais cette fois-ci compatibles avec un mouvement dextre. Enfin, plusieurs bandes de cisaillements orientées à environ 280° sont observables localement dans les schistes ultramafiques où la fabrique S_p est orientée Est-Ouest, suggérant aussi un mouvement dextre (Figure 8.10d).

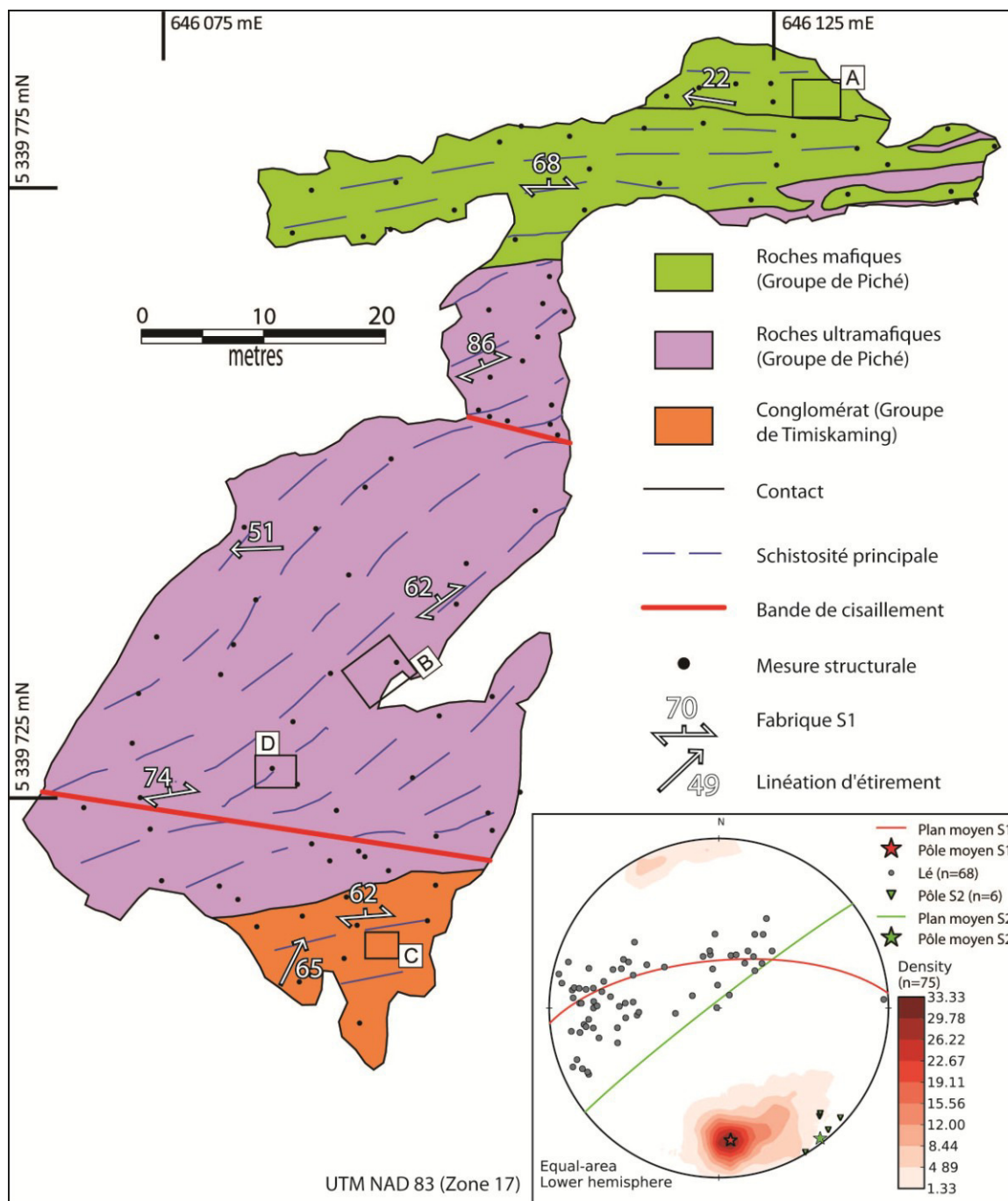


Figure 8.9 : Cartographie détaillée du site d'Astoria. La localisation est précisée sur la Figure 8.2.

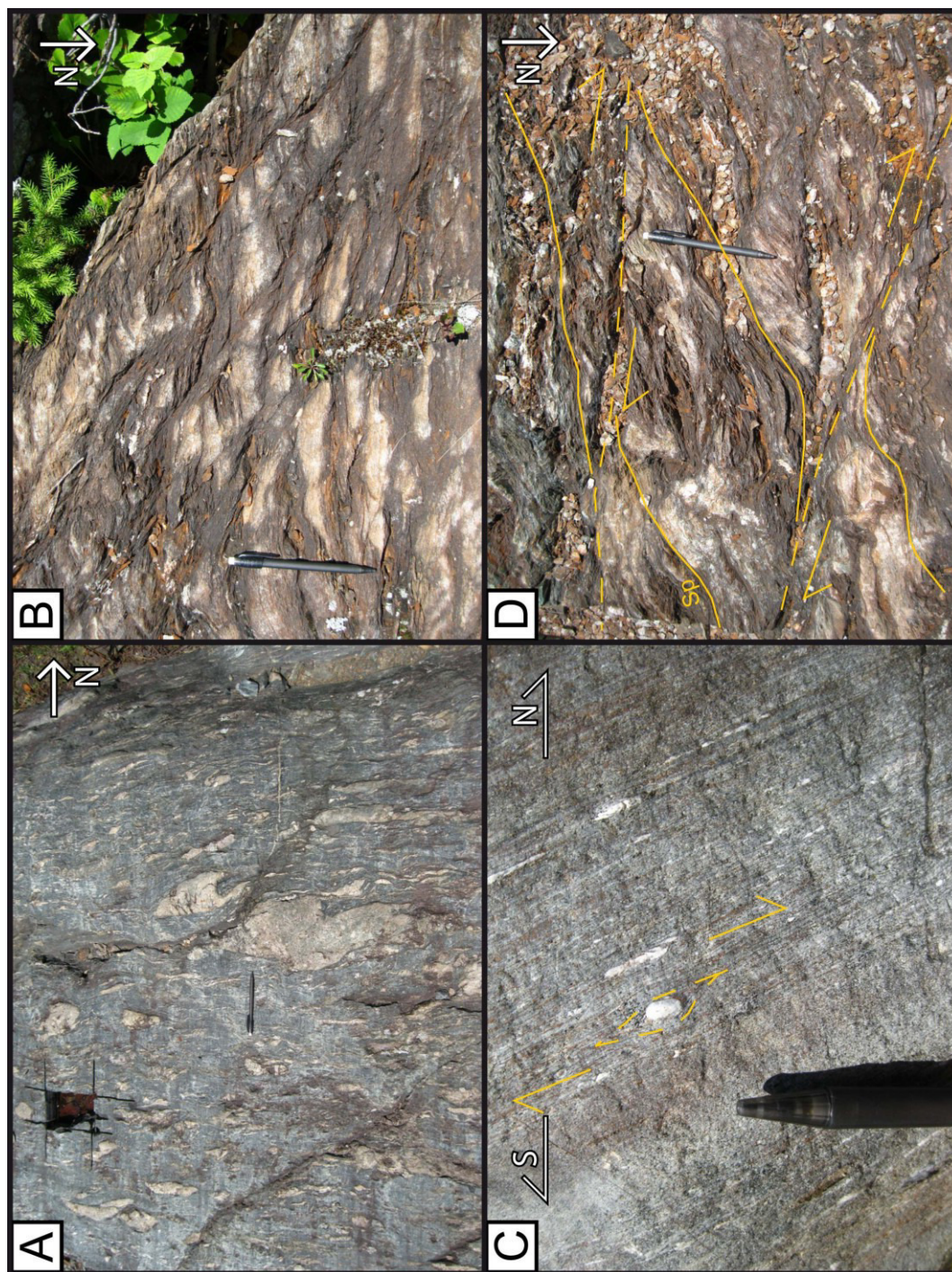


Figure 8.10 : Éléments structuraux du site d'Astoria. A) Unité de volcanoclastites comprenant des fragments boudinés de dykes porphyriques. B) Schistes à talc-carbonate dont le protolithe est anciennement une roche ultramafique. C) Fragment dans le Groupe de Timiskaming avec une ombre de pression indiquant un mouvement normal le long de la schistosité. D) Bandes de cisaillement dans les schistes à talc-carbonate indiquant un mouvement dextre.

2) McWatters – Segment de Rouyn-Noranda

Le site de McWatters (Figure 8.11) est localisé immédiatement au sud de la clôture de la mine du même nom. Bien que n'étant pas directement situé sur la FC, il illustre très bien la complexité engendrée par la superposition de plusieurs phases de déformation et le cloisonnement de la déformation (« *deformation partitioning* ») entre des unités de différents types. La tranchée expose le contact Sud de la Formation de McWatters avec le Groupe de Timiskaming. Cette formation isolée constitue une lentille de roches volcaniques piégée entre deux embranchements de la FC. Cette complexité locale est illustrée dans la Figure 8.2. À l'heure actuelle, l'origine et l'appartenance de ces roches n'ont pas été investiguées. Il pourrait s'agir d'un lambeau issu du Groupe de Blake River à proximité ou encore une unité appartenant au Groupe de Piché. Ici cette formation est représentée par une unité basaltique au Nord et une unité andésitique au Sud, séparées par un contact Est-Ouest. Les basaltes sont relativement massifs, tandis que les andésites ont un aspect bréchique. Le Groupe de Timiskaming est composé ici de grès et de turbidites. Les contacts dans les roches sédimentaires sont orientés Est-Nord-Est.

Le contact entre les deux ensembles est également ENE (Figure 8.13a). Il est faillé et accompagné d'une intense déformation des roches volcaniques à proximité sous forme d'une forte schistosité Est-Ouest. Cette fabrique est si bien développée que les andésites sont transformées en schistes à moins d'un mètre du contact. La schistosité dans les roches sédimentaires est moins visible, mais assume le rôle de plan axial dans une série de plis serrés (Figure 8.13b). Le regard structural associé aux plis est pointé vers l'Est. La linéation d'étirement liée à cette première phase de déformation plonge de façon modérée vers le

Nord. La seconde phase de déformation correspond à un raccourcissement N-E « apparent ». Elle est symbolisée ici par un clivage Nord-Ouest fortement incliné vers le Nord-Est qui recoupe la fabrique principale. Plusieurs plis en S développés dans les andésites sont associés à ce clivage. Le contact entre les andésites et les roches sédimentaires a également une forme en S et suggère que le plan de faille a été plissé par cet épisode de déformation (Figure 8.13a). Le dernier événement de déformation correspond au décrochement tardif régional compatible avec un raccourcissement NO-SE. Il est exprimé par un clivage vertical Nord-Est auquel sont associés des plis parasites en Z essentiellement visible dans les roches sédimentaires et à proximité de la faille (Figure 8.13c). Le clivage NE recoupe les plis en S et le clivage NO, indiquant qu'il est postérieur aux autres événements de déformation (Figure 8.13d).

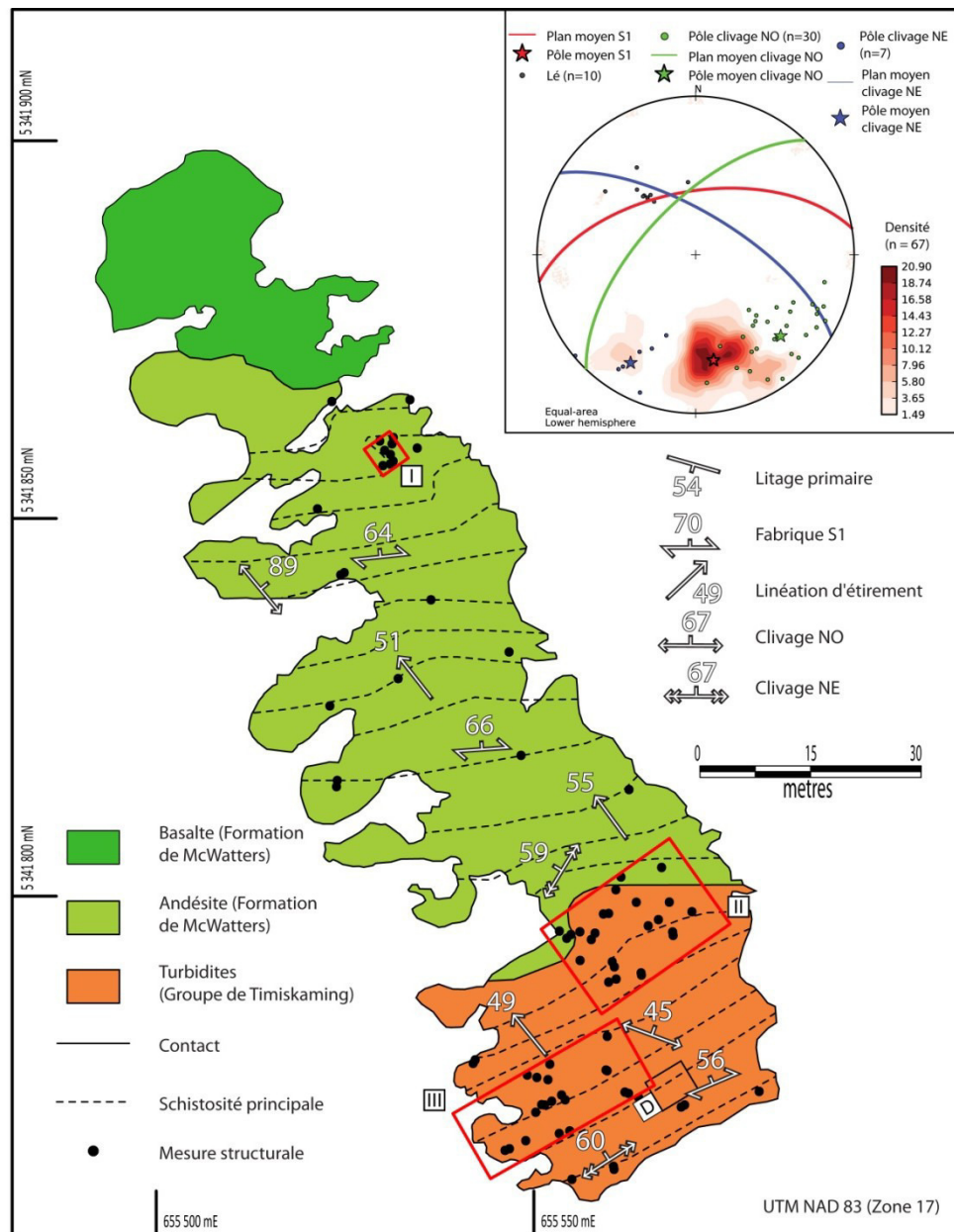


Figure 8.11 : Cartographie détaillée du site McWatters. La localisation est précisée sur la Figure 8.2.

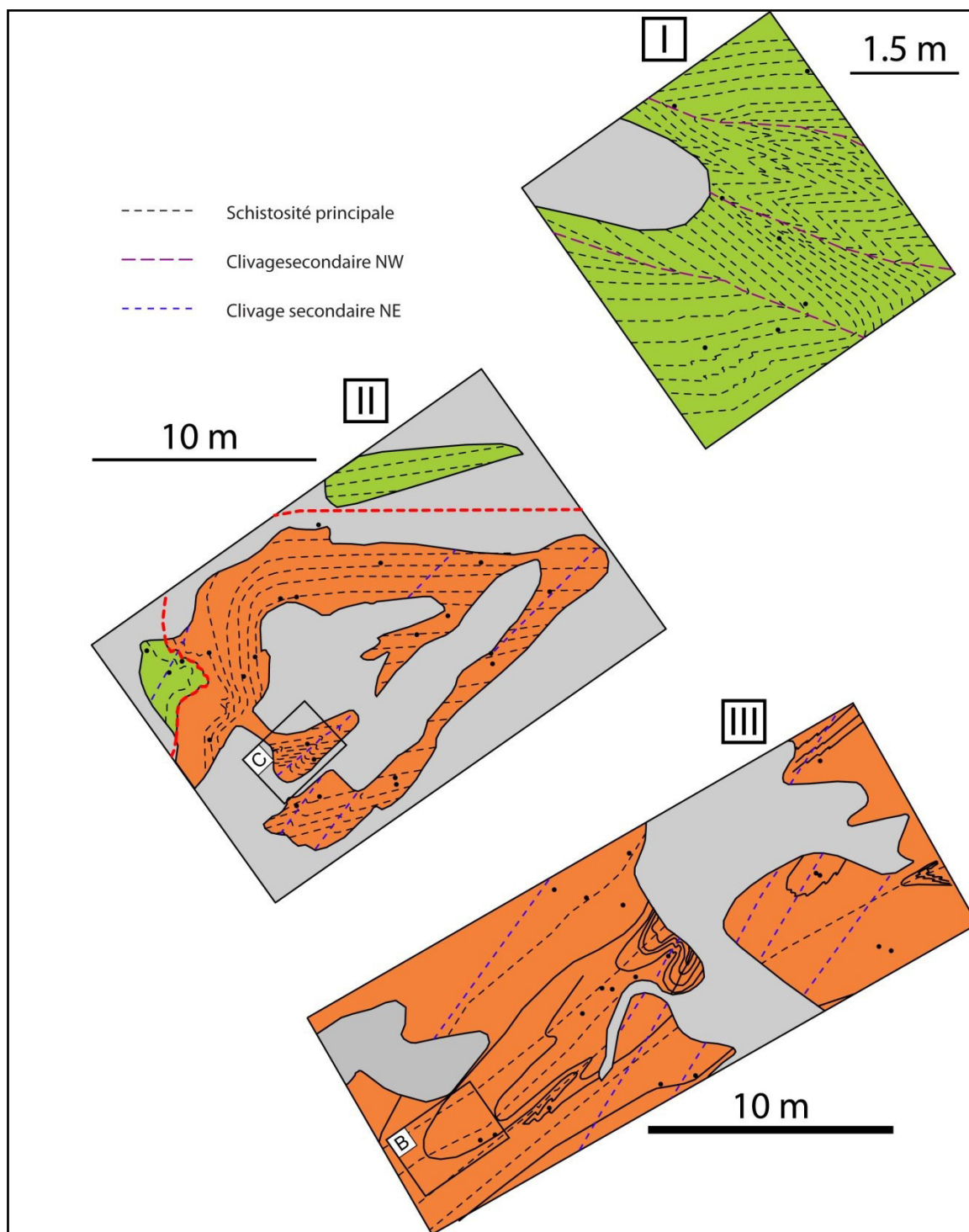


Figure 8.12 : Détails des zones clés indiquées dans la Figure 8.11.

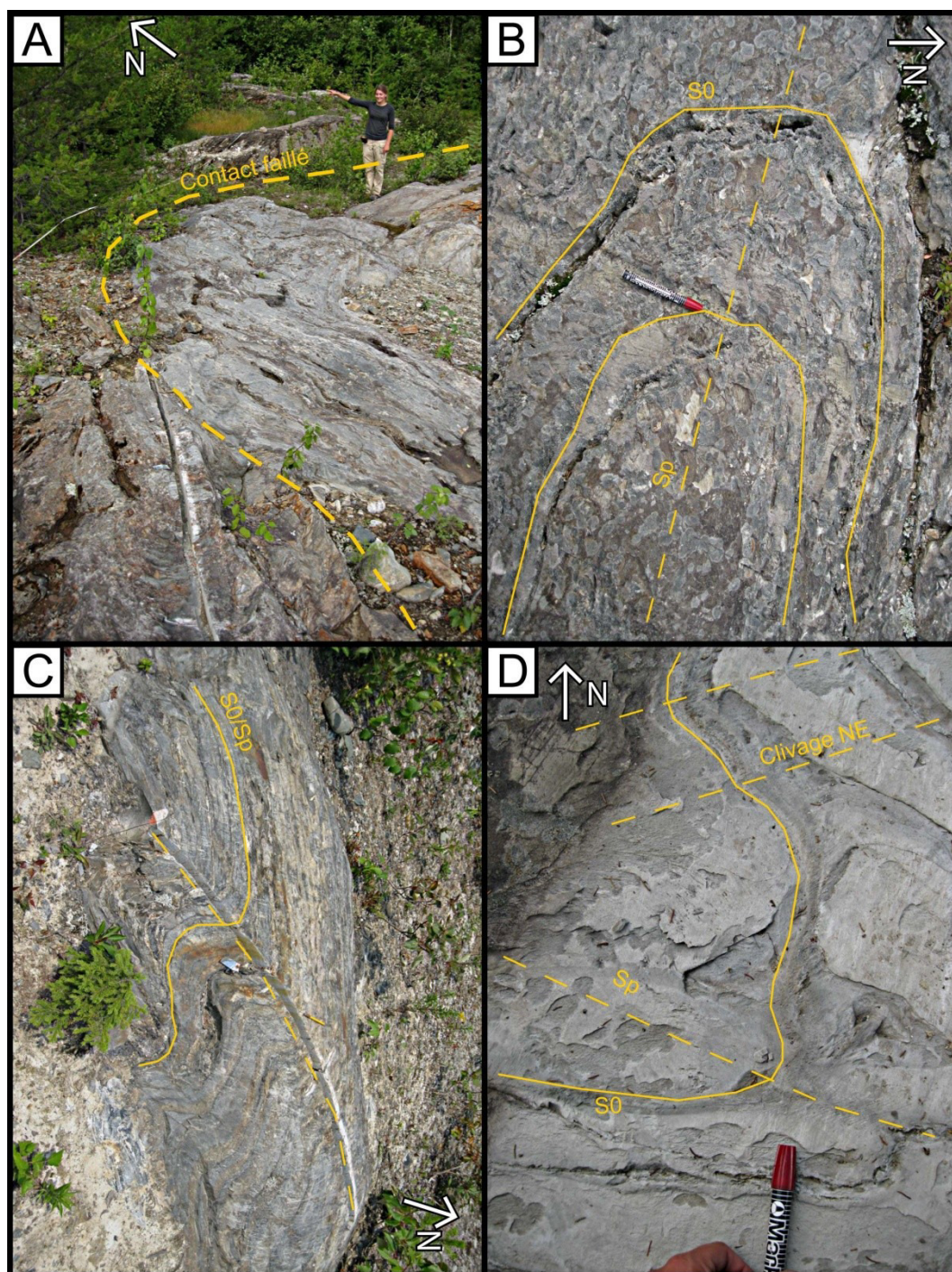


Figure 8.13 : Éléments structuraux du site de McWatters. A) Contact entre les volcanites de la Formation de McWatters (au Nord) et les turbidites du Groupe de Timiskaming (au Sud). Noter la forme en « S » du contact et l'aspect schisteux très développé des volcanites. B) Pli P_1 dans les turbidites du Groupe de Timiskaming. La fermeture du pli est serrée et le regard structural est orienté vers l'Est. C) Pli asymétrique en « Z » associé au clivage Nord-Est affectant le litage primaire et la foliation principale. D) Motif de superposition de plis associés à la fabrique principale et au clivage NE.

3) Norbenite – Segment de Malartic

La Faille de Norbenite (Figure 8.14 et Figure 8.15) est une structure majeure dans le Groupe de Malartic et prend place dans le segment du même nom. Elle est orientée parallèlement à la FC vers le Sud-Est et constitue un témoin de la variation du style de déformation en fonction de la proximité avec une faille. Exposée par une tranchée réalisée par Niogold Mining Corporation, la Faille de proprement dite semble séparer les volcanites basaltiques de la Formation de Jacola au nord de roches ultramafiques de la Formation de Héva au Sud. Les lithologies volcaniques sont basées sur la cartographie réalisée par Tremblay et al. (2009). La totalité des roches volcaniques mafiques et ultramafiques est transformée en schistes. Les roches mafiques sont suggérées par un assemblage à chlorite-carbonate tandis que les roches ultramafiques correspondent à l'assemblage talc-carbonate-chlorite. Leurs contacts sont orientés Est-Ouest dans la partie Nord du décapage et Sud-Est dans la partie Sud. Plusieurs types d'intrusions, de compositions felsique ou mafique selon le cas, recoupent l'ensemble et sont subparallèles aux contacts.

La déformation est principalement matérialisée par une schistosité pénétrative omniprésente et très bien développée (Figure 8.16a). Les intrusions sont moins affectées par la fabrique principale, mais présentent néanmoins un aspect boudiné. L'orientation de la schistosité change progressivement, passant d'Est-Ouest dans la partie nord, où la déformation est la moins présente, à Sud-Est dans la partie sud du décapage au cœur de la Faille de Norbenite. Son pendage est fortement incliné vers le Nord à subverticale. À l'échelle du décapage, cette variation angulaire suggère une zone de cisaillement dextre orientée Sud-Est le long de laquelle est emportée la fabrique principale. Pour appuyer cette

interprétation, plusieurs indicateurs cinématiques suggèrent localement des mouvements dextres : dans la partie Nord du décapage, plusieurs plans de cisaillement S-E entraînent la fabrique principale où la linéation d'étirement est subhorizontale, suggérant une relation de type C-S (Figure 8.16c). Dans la partie Sud, d'autres plans de cisaillement S-SE (Figure 8.16d), où est entraînée la fabrique principale SE, indiquent des bandes de cisaillement (« *shear bands* »). L'ensemble suggère un événement de raccourcissement Nord-Sud évoluant vers un décrochement dextre le long de plans verticaux orientés S-E. La linéation d'étirement a un comportement conforme au reste du segment de Malartic, c'est-à-dire moyennement plongeant vers l'Est. Cependant, la linéation d'étirement est beaucoup moins inclinée dans les plans de cisaillement, indiquant du coulissage le long de ces derniers.

De plus, l'épisode de décrochement dextre est ponctuellement observable grâce à la présence d'un clivage de crénulation recoupant la fabrique principale. Cette dernière est d'ailleurs reprise par des plis fermés à isoclinaux dont le plan axial correspond à ce clivage de crénulation (Figure 8.16b). La variation de l'orientation de ce clivage suggère ici encore un entraînement de la fabrique le long de la zone de cisaillement. Au Nord du décapage, le clivage est globalement orienté Nord-Est, tandis qu'en se dirigeant vers le Sud, son orientation courbe vers l'Est. Il est à noter que ce clivage n'est plus observable au cœur de la zone de cisaillement, suggérant que pendant l'épisode de décrochement tardif, la zone de cisaillement a été réactivée et le clivage tardif est également emportée le long de la faille, formant ainsi une fabrique composite au cœur de la zone de cisaillement où la schistosité principale et clivage tardif sont confondus.

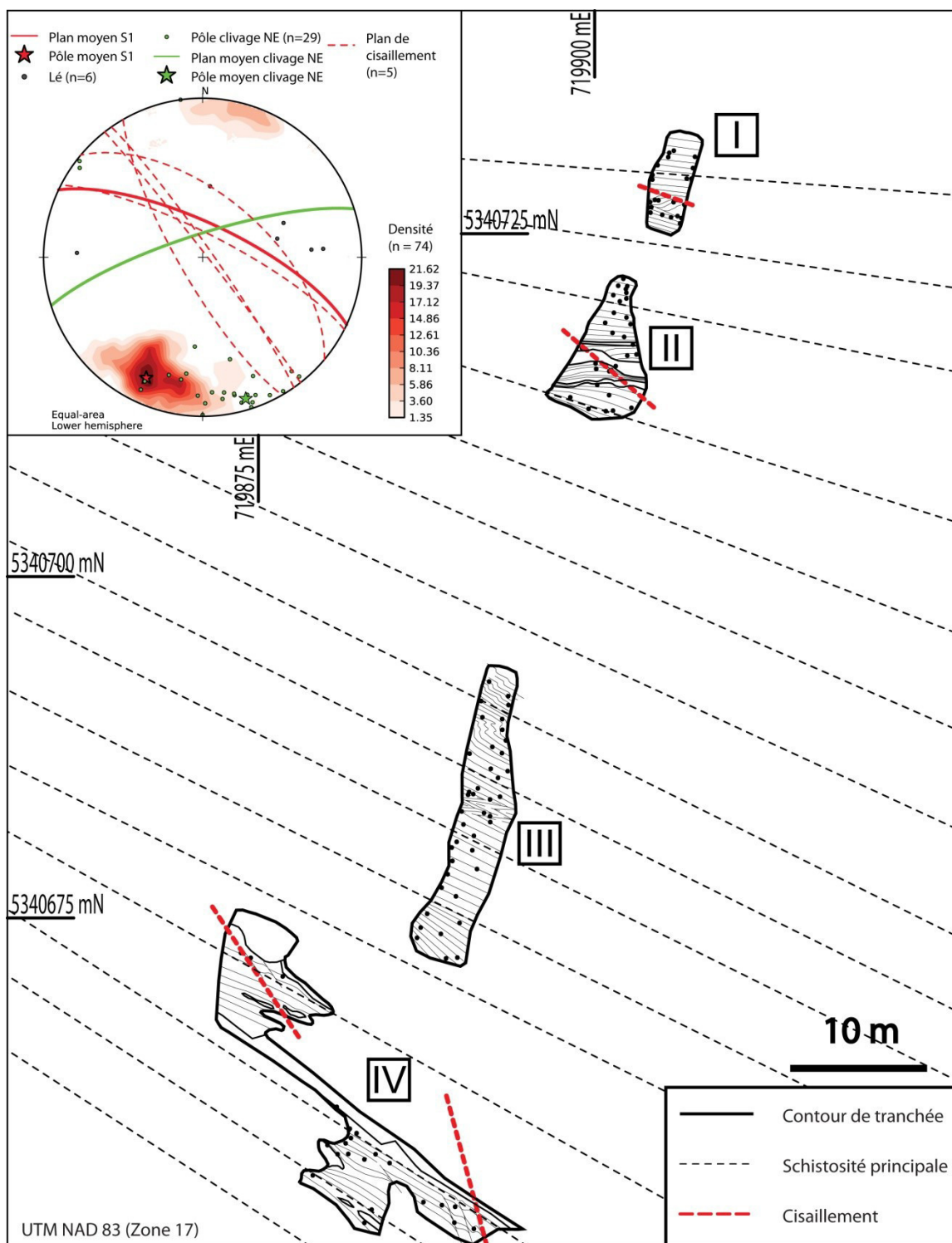


Figure 8.14 : Cartographie détaillée du site de Norbenite. La schistosité régionale se parallélise avec l'orientation de la Faille en approchant du cœur de celle-ci (affleurement IV). Noter également la variation d'orientation des plans de cisaillement. La localisation est précisée sur la Figure 8.5.

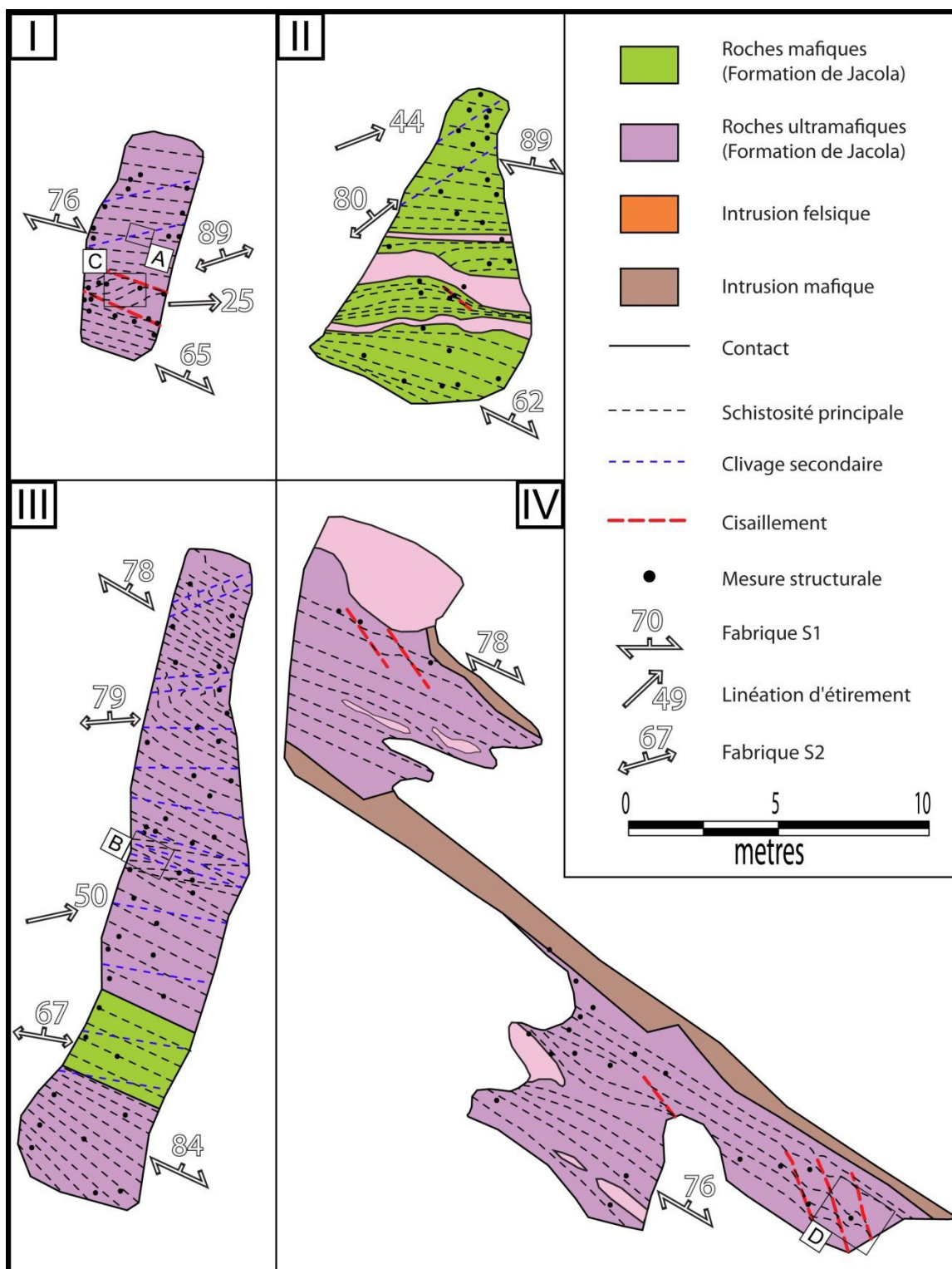


Figure 8.15 : Détail des différentes parties de la tranchée de Norbenite.

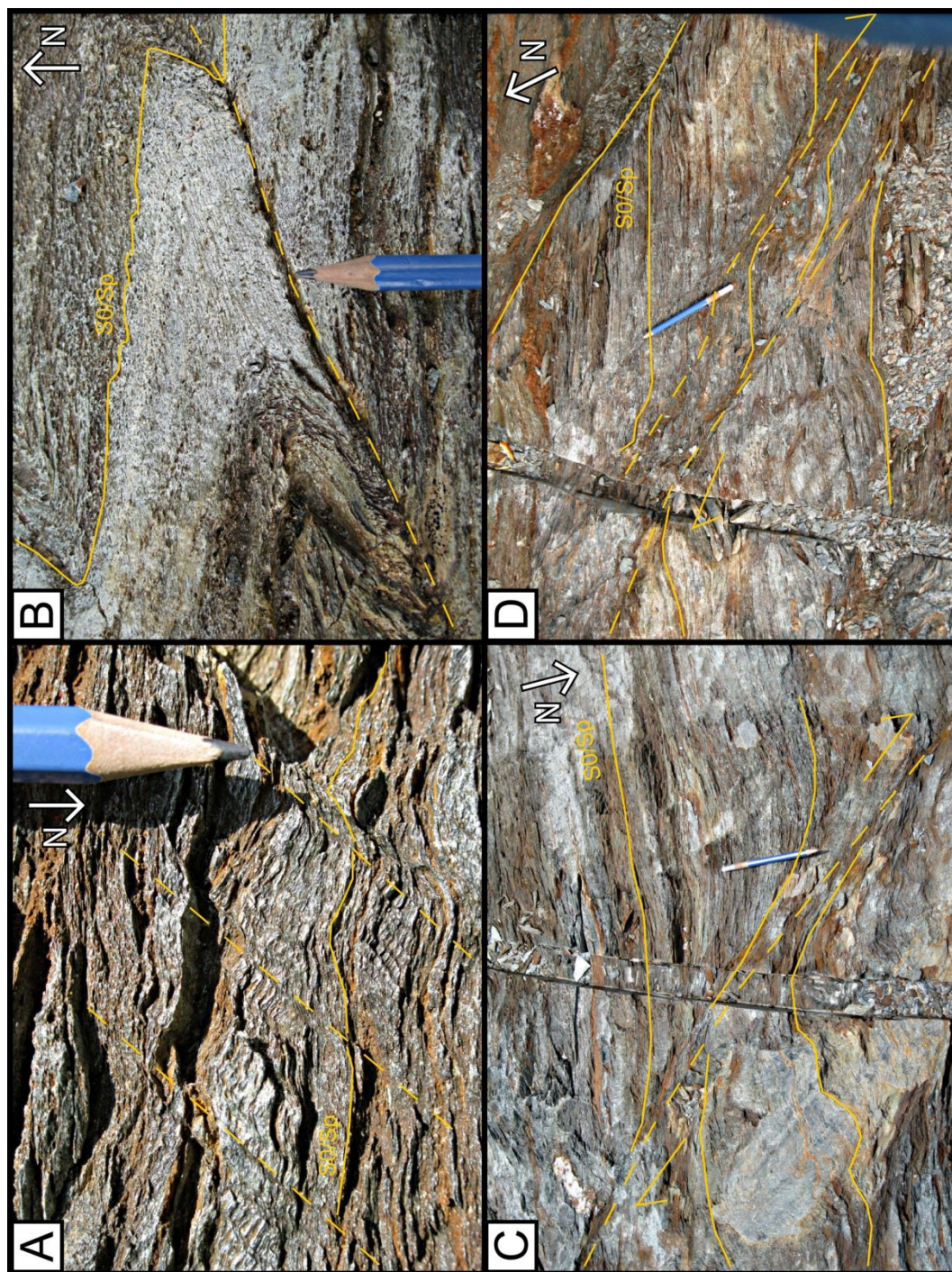


Figure 8.16 : Éléments structuraux du site de Norbenite. A) Schistes très bien développés recoupés par un clivage de crénulation Nord-Est associé au décrochement. B) Pli en Z affectant le litage primaire et la fabrique principale subparallèle. Le plan axial est occupé par le clivage Nord-Ouest. C) Relation de type C-S entre la fabrique principale Est-Ouest et un plan de cisaillement Sud-Est, indiquant un mouvement dextre. D) Relation en bandes de cisaillement. Noter la différence d'orientation entre les fabriques principales observées ici et dans la photographie C.

4) Orenada Zone 2 – Segment de Val-d'Or

Ce décapage, situé sur une propriété détenue par Alexandria Minerals Corporation, est localisé dans les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (Figure 8.17). Les lithologies sont constituées de séquences de wackes et de mudrocks intercalées de séquences de conglomérats. La fabrique Sp présente les mêmes caractéristiques qu'à l'échelle du secteur : parallèle au S0, fortement penchée vers le Nord avec une direction Est-Ouest et une linéation d'étirement associée fortement plongeante vers l'Est et le Nord-Est. Cette fabrique est reprise par un clivage de crénulation S2 orientée à environ 250/80. Ce clivage S2 constitue également le plan axial de plis asymétriques en forme de « Z » reprenant S0 et Sp (Figure 8.18a). L'axe de pli associé est très variable. Sa plongée varie de faiblement plongeante vers le Sud-Ouest à moyennement plongeante vers le Nord-Est en passant par une inclinaison subverticale. Au sein des plis P2, la fabrique S2 tend à subir une rotation horaire comme l'indique le changement de son orientation du Sud au Nord.

Deux familles de veines de quartz sont observées sur le décapage. Elles montrent une paragenèse en quartz-tourmaline. La première famille est parallèle à la fabrique S0-Sp et est plissée par les plis P2. Elles sont relativement abondantes à l'échelle du décapage, mais d'une épaisseur le plus souvent faible, d'ordre centimétrique. Contrairement au reste du décapage, la linéation d'étirement mesurée dans les veines est subhorizontale. La seconde famille recoupe la fabrique S0-S1. Elle est le plus souvent observable dans les flancs courts des plis P2.

De nombreux indicateurs de cisaillement sont présents à l'échelle du décapage (Figure 8.18b, c et d). Dans les zones les plus déformées par la fabrique Sp, on observe des

fabriques composites de type C-S compatible avec un décrochement dextre. Les plis P2 en « Z » sont compatibles avec un décrochement dextre. La rotation de boudins dans les veines de la première famille, ainsi que les formes en sigma des fragments dans le conglomérat, appuient également ce mouvement.

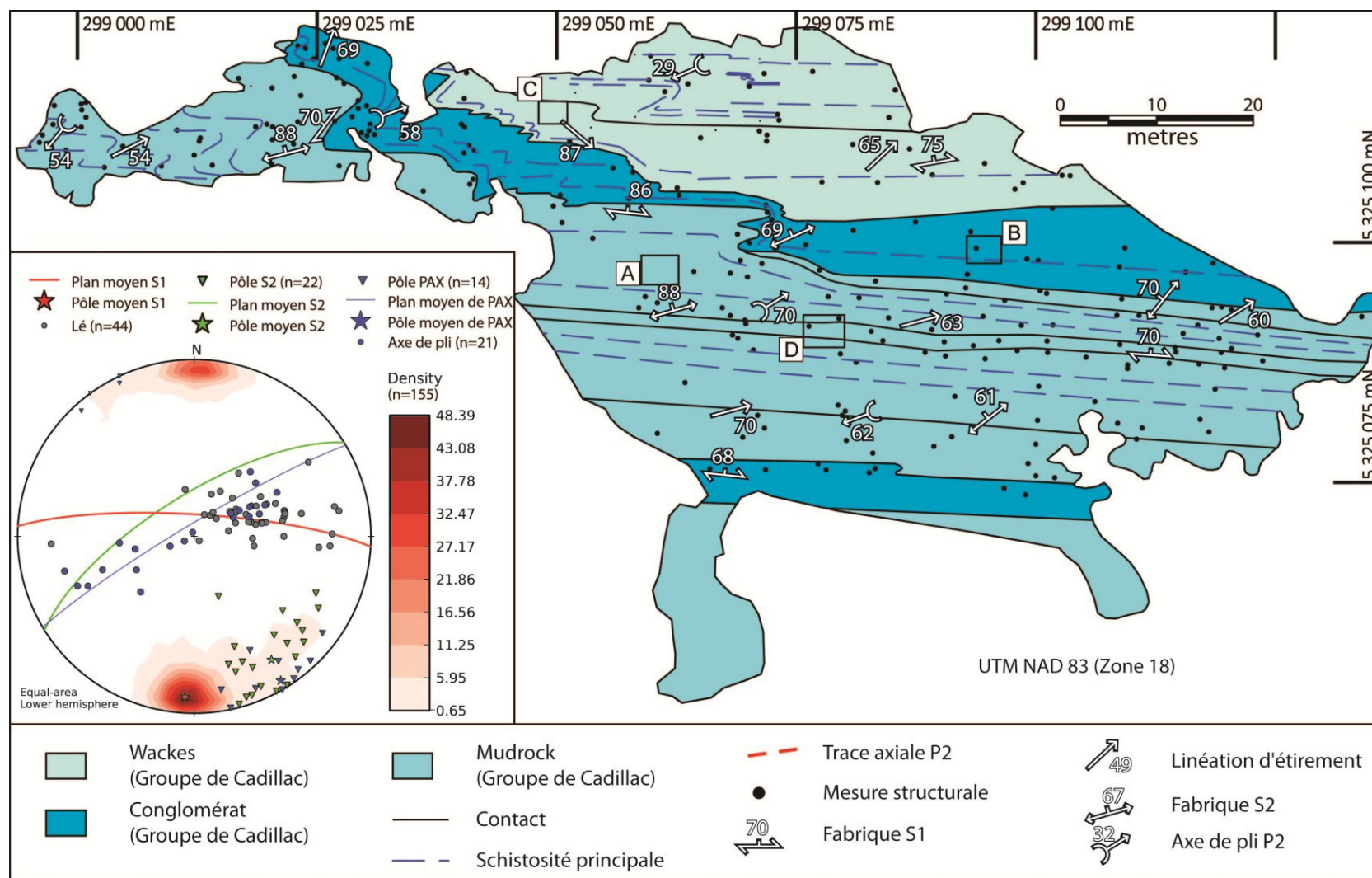


Figure 8.17 : Cartographie détaillée du site d'Orenada Zone 2. La localisation est précisée sur la Figure 8.8.

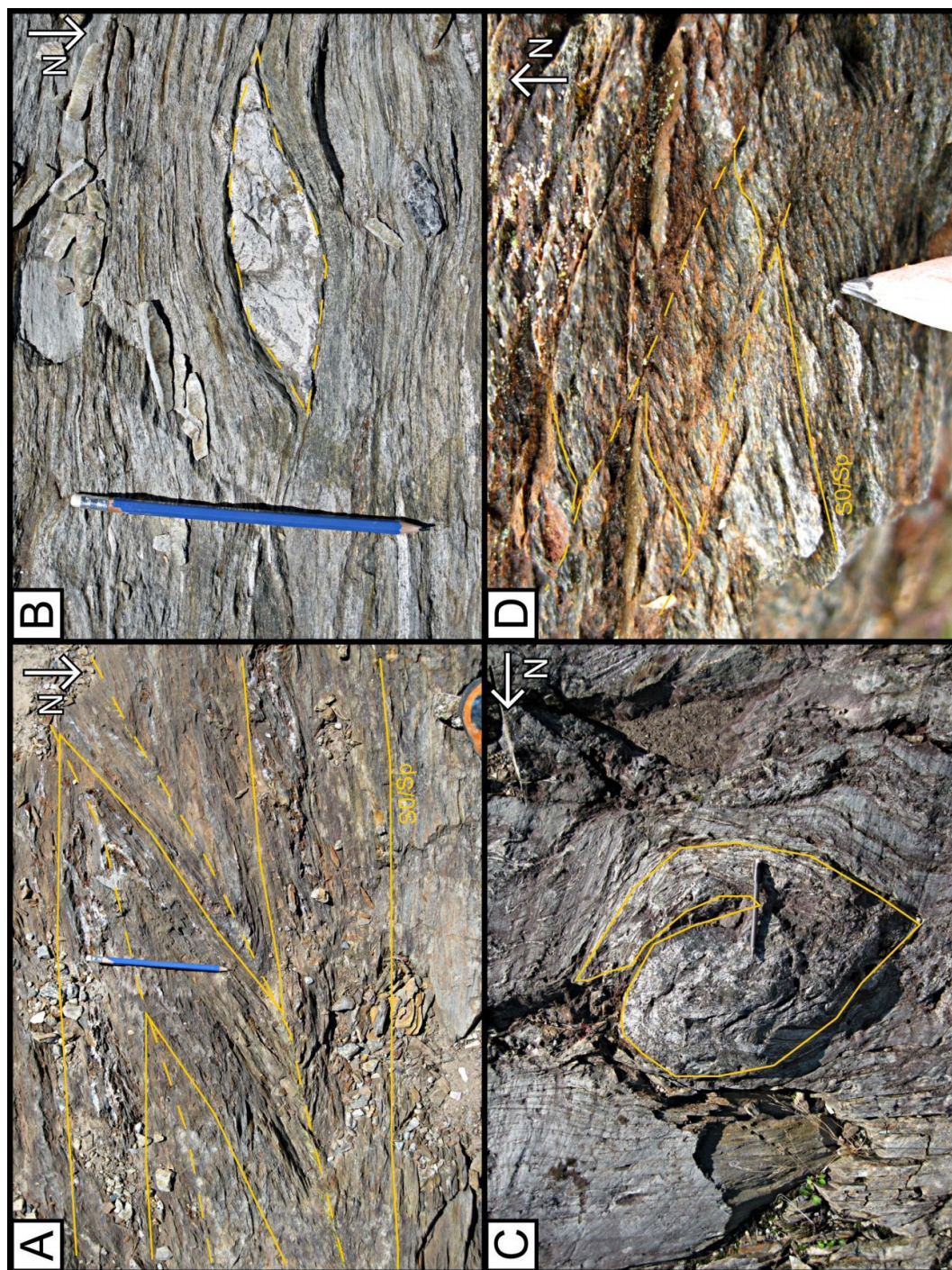


Figure 8.18 : Éléments structuraux du site d'Orenada Zone 2. A) Pli en chevron asymétrique en « Z » reprenant la fabrique principale Sp et associée au clivage Nord-Est. B) Indicateur cinématique dextre sous forme de fragment sigmoïde. C) Veine boudinée, la queue du boudin en rotation horaire indique un mouvement dextre. D) Relation C-S entre la fabrique principale Sp et un plan de cisaillement, indiquant un mouvement dextre.

9. Groupe de Piché

Cette partie se destine à établir les caractéristiques qui dominent le Groupe de Piché à l'aide des travaux réalisés dans la présente étude, mais également avec l'appui d'anciens travaux, notamment le travail de maîtrise réalisé par Landry (1991). Cette section aborde d'une part les généralités documentées dans nos travaux de terrain, puis l'aspect géochimique des différentes lithologies du Groupe de Piché.

9.1 Répartition des lithologies

En ce qui concerne les lithologies du Groupe de Piché, de la même manière que le style structural de la FC varie en fonction de ses segments, l'épaisseur apparente des unités et l'aspect de la déformation dans le Groupe de Piché varient latéralement selon son extension. Ces différences sont résumées dans le Tableau 9.1 et illustrées dans la Figure 9.1. Elles sont abordées plus en détail ci-dessous.

	Segment Rouyn-Noranda	Segment Joanna-Bousquet	Segment Malartic	Segment Val-d'Or
Forme Épaisseur	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur constante • Environ 100 m 	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur variable • Moins de 100 m 	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur variable • 200 à 800 m 	<ul style="list-style-type: none"> • Écailles • Moins de 100 m
Lithologies dominantes	<ul style="list-style-type: none"> • Komatiites • Basaltes komatiitiques • Volcanoclastites 	<ul style="list-style-type: none"> • Andésites • Basaltes 	<ul style="list-style-type: none"> • Basaltes • Komatiites • Andésites • Volcanoclastites 	<ul style="list-style-type: none"> • Komatiites
Polarité	Inconnue	• Polarité Nord	• Polarité Nord	Inconnue
Contact Nord	• Contact pseudo-concordant	• Contact pseudo-concordant	• Contact pseudo-concordant	• Écailles isolées

Tableau 9.1 : Caractéristiques du Groupe de Piché en fonction des segments régionaux.

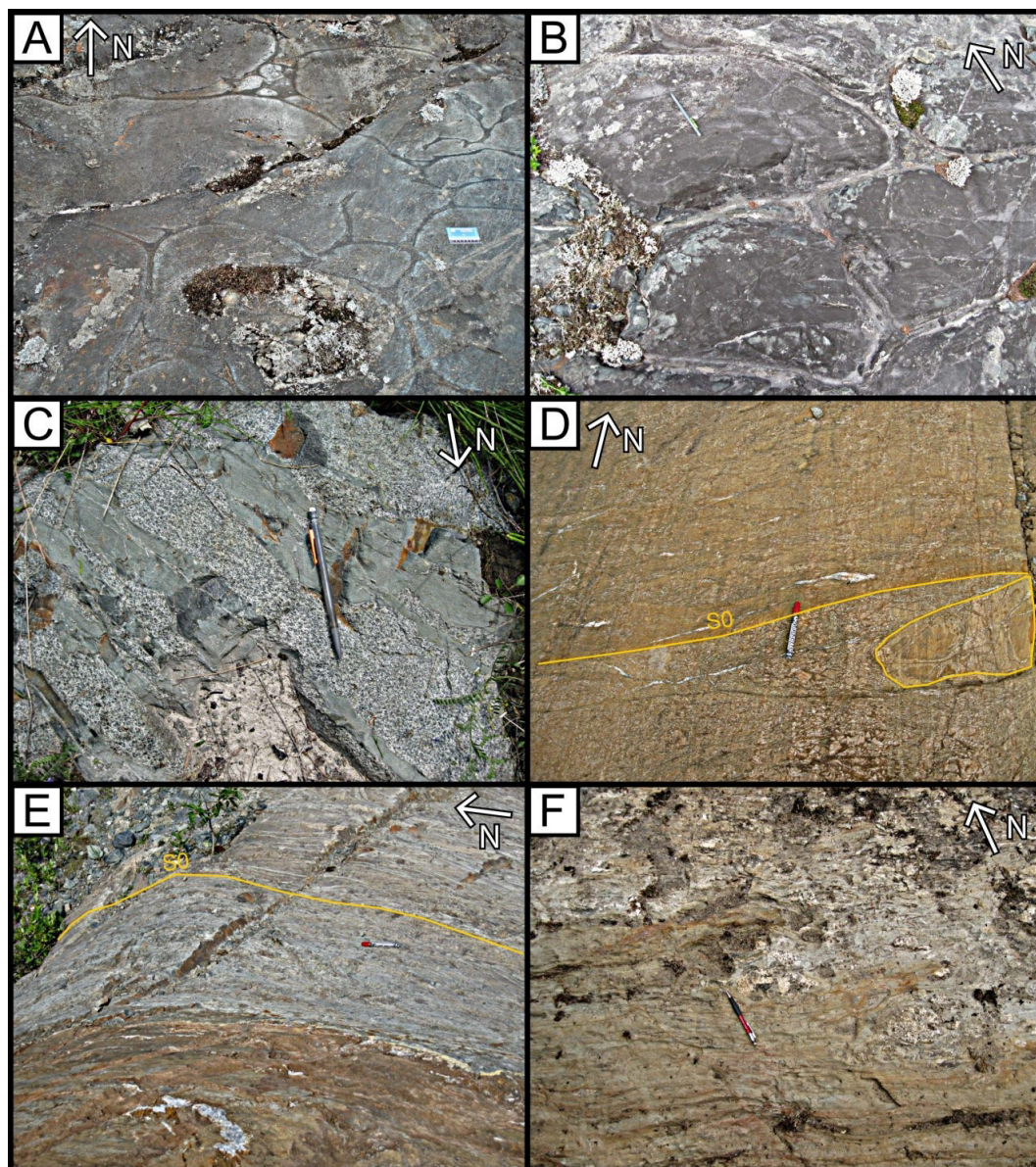


Figure 9.1 : Caractéristiques du Groupe de Piché. A) Andésite en coussins. Segment de Joanna-Bousquet. B) Basalte en coussins indiquant une polarité Nord. Segment de Malartic. C) Injections de gabbro dans une coulée de basalte massive. Segment de Malartic. D) Contact entre deux coulées ultramafiques. Noter la partie massive de la coulée à droite. Segment de Rouyn-Noranda. E) Contact entre le Groupe de Piché et la Formation de Labrière. Segment de Rouyn-Noranda. F) Contact transposé entre le Groupe de Piché et le Groupe de Cadillac. Segment de Malartic.

Segment de Rouyn-Noranda.

Le Groupe de Piché est ici représenté par des roches majoritairement ultramafiques (komatiites) montrant des faciès massifs. Sont également présentes en moindre quantité des roches mafiques, mais aussi des volcanoclastites. Des intrusions mafiques sont également observées au sein des roches ultramafiques. L'épaisseur de ce groupe est relativement constante, soit environ 100 m. Cependant, les lithologies n'ont pas une continuité latérale prononcée puisque dans le secteur d'Astoria, le contact Nord du Groupe de Piché expose des roches mafiques et volcanoclastites immédiatement au contact de la Formation de Labrière tandis qu'à l'ouest du segment, la totalité du Groupe de Piché exposé ne présente que des roches ultramafiques au contact de la Formation de Labrière. Les roches sont invariablement moyennement à très fortement déformées, possédant parfois un aspect folié, mais principalement schisteux. Bien que des faciès mafiques et ultramafiques soient reconnaissables, aucune polarité n'a pu être déterminée dans les volcanites.

Segment de Bousquet

Le Groupe de Piché est très peu affleurant dans ce segment. Les observations sont basées essentiellement sur deux décapages étudiés par Landry (1991), exposant le contact Nord du Groupe de Piché avec le Groupe de Cadillac. Deux autres affleurements sont également situés dans ce groupe. Les lithologies dominantes vont des andésites basaltiques aux basaltes. Sur les deux décapages, la déformation apparente est très faible. Les faciès volcaniques sont très bien préservés et il est possible de déduire une polarité vers le Nord. Sur les deux autres affleurements, la déformation est plus prononcée, les basaltes présentent

une foliation très bien développée. Malgré l'absence de suffisamment de stations d'observation, l'épaisseur du Groupe de Piché est estimée ici à moins de 100 m. Le levé aéro-magnétique de ce secteur suggère d'ailleurs une unité continue d'une épaisseur beaucoup moins importante que dans les autres secteurs.

Segment de Malartic

Dans ce segment, le Groupe de Piché a une épaisseur très variable, allant de 200 m à plus de 800 m. Ce groupe peut être divisé ici en deux grands ensembles : une partie constituée de roches ultramafiques au contact du Groupe de Pontiac; et une partie formée d'un ensemble de roches basaltiques et d'intrusions de composition mafique situées dans la partie Nord du Groupe, au contact du Groupe de Cadillac. Les roches ultramafiques tendent à disparaître vers l'Ouest à proximité de la FC, mais restent présentes en direction du segment de Val-d'Or. Dans l'ouest du segment, l'ensemble mafique incorpore également des roches de composition plus andésitiques et des niveaux volcanoclastiques. Par contre, dans l'est du segment, les unités mafiques tendent à disparaître. L'intensité de la déformation est extrêmement variable. Les zones les plus déformées ne permettent que la supposition de la lithologie primaire et sont globalement associées aux contacts Nord et Sud du Groupe de Piché, mais également aux unités ultramafiques qui sont transformées en schistes à talc. Les unités mafiques présentent quant à elles des aspects totalement frais, incluant des faciès de coussins indiquant une polarité vers le Nord. Il est à noter que les roches les moins déformées ont été observées au cœur du Groupe de Piché, laissant supposé que la déformation ait tendance à se concentrer davantage sur les bordures de ce groupe.

Segment de Val-d'Or

Aucune station d'observation n'a permis de reconnaître en surface le Groupe de Piché dans ce secteur même si sa présence est relativement bien délimitée par les levés aéromagnétiques. Basé sur l'observation et l'échantillonnage de plusieurs carottes de forage aimablement fournies par Alexandria Minerals Corporation, on peut estimer avec un bon degré de confiance que le Groupe de Piché est formé essentiellement de roches ultramafiques accompagnées de roches mafiques et felsiques. Ces roches forment des écailles plutôt qu'une unité continue. L'épaisseur de ces écailles est inférieure à 100 m. Dans tous les forages observés, les roches présentent toujours un aspect schisteux avec aucun protolithe non-altéré préservé.

9.2 Groupe de Piché à la mine Pan Canadian

Ce décapage (Nieminen, 1994), situé à proximité de la mine abandonnée Pan Canadian, expose une section des lithologies présente dans le Groupe de Piché (Figure 9.2). Les lithologies sont variées, une part importante étant représentée par des roches basaltiques coussinées (Figure 9.3a) et bréchiques (Figure 9.3b) ainsi que par une intrusion gabbroïque sub-concordante avec le litage primaire. Le litage est orienté vers le Sud-Est. Des volcanoclastites intermédiaires sont également présentes en alternance avec les basaltes. L'identification de bandes de volcanoclastites au Nord-Est du décapage est discutable et pourrait être interprétée comme un filon-couche de composition felsique avec une apparence en bandes pouvant être héritée de la déformation. Un granoclassement

normal dans certaines couches permet d'identifier une polarité vers le Nord-Est (Figure 9.3c). Les basaltes sont trop déformés pour déterminer un sens de polarité.

Les roches volcaniques sont affectées par une fabrique pénétrative subparallèle au litage primaire avec un fort pendage vers le Sud-Ouest. Cette foliation varie en intensité : dans les basaltes l'aspect est schisteux, tandis que dans les volcanoclastites elle apparaît subtilement comme aplatissement des fragments. Le gabbro est de façon générale frais et non déformé. Cependant, une zone de cisaillement d'environ 5 mètres de large recoupe l'intrusion avec une orientation parallèle à celle de la foliation (Figure 9.3d). Dans cette zone de cisaillement, plusieurs bandes de cisaillement SSE entraînent la foliation. Cette relation indique un mouvement dextre le long de la zone de cisaillement, compatible avec l'épisode de raccourcissement ou encore de décrochement dextre tardif. La linéation d'étirement mesurée dans le plan de foliation est modérément plongeante vers le Sud-Est et est donc similaire au comportement de la linéation d'étirement dans le reste du segment de Malartic.

Plusieurs types de veines à quartz-tourmaline sont présents sur la tranchée. D'après les travaux de prospection publiés par Nieminen (1994), ces veines ont une signature sub-économique en or. Le premier type de veine, au Nord, est en échelon dans une surface enveloppe subparallèle à la foliation. Les veines elles-mêmes sont orientées Est-Ouest. La seconde famille est constituée d'une seule veine plissée à l'échelle du décapage. Elle est essentiellement visible dans la partie Nord de l'intrusion mafique et le plan axial du pli correspond à l'orientation de la foliation. Le dernier type correspond à un mode en

cisaillement. Il s'agit d'un ensemble de veines boudinées, associées spatialement et parallèlement à la zone de cisaillement.

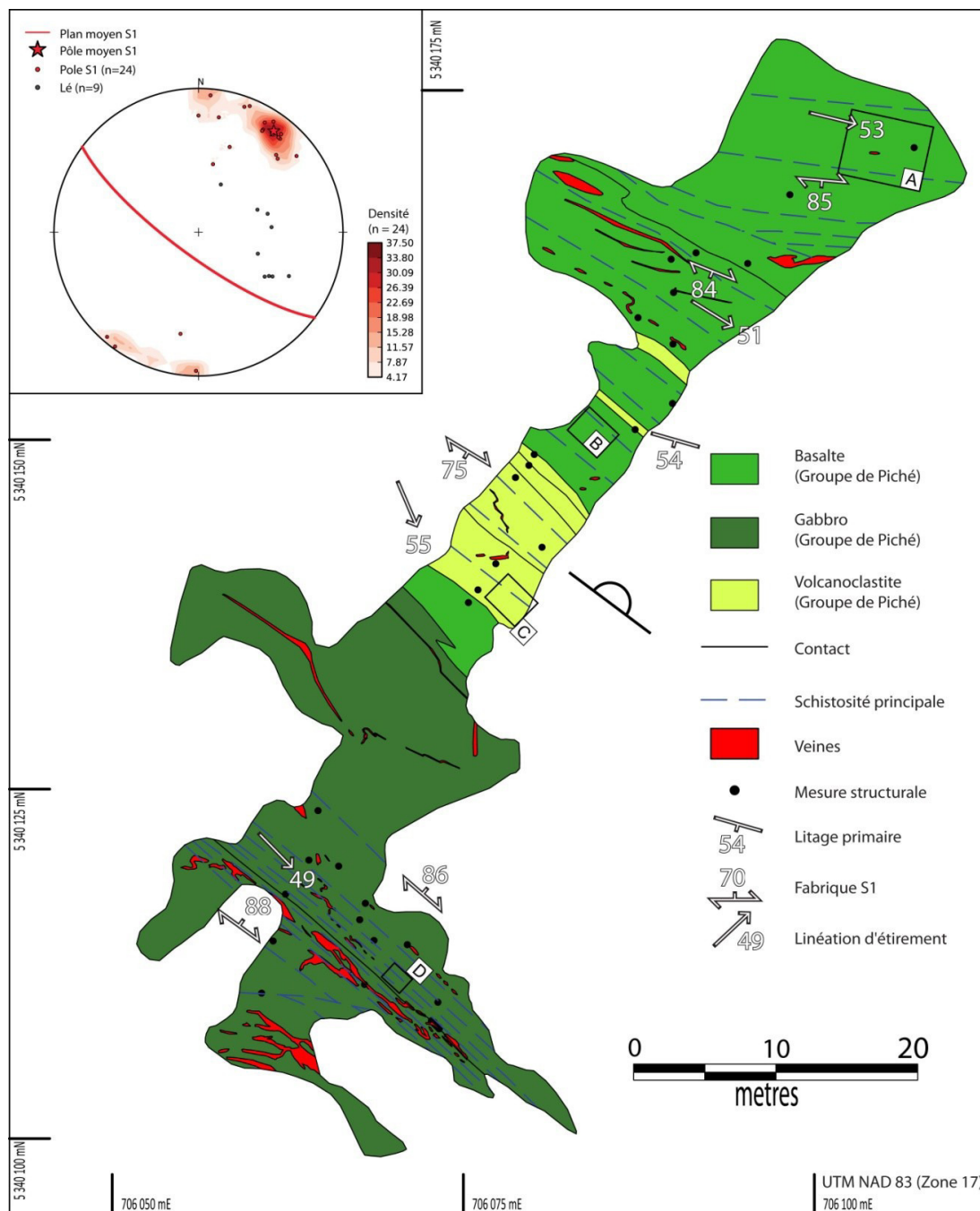


Figure 9.2 : Cartographie détaillée du site de Pan Canadian (modifiée de Nieminen, 1994). La localisation est précisée sur la Figure 8.5.

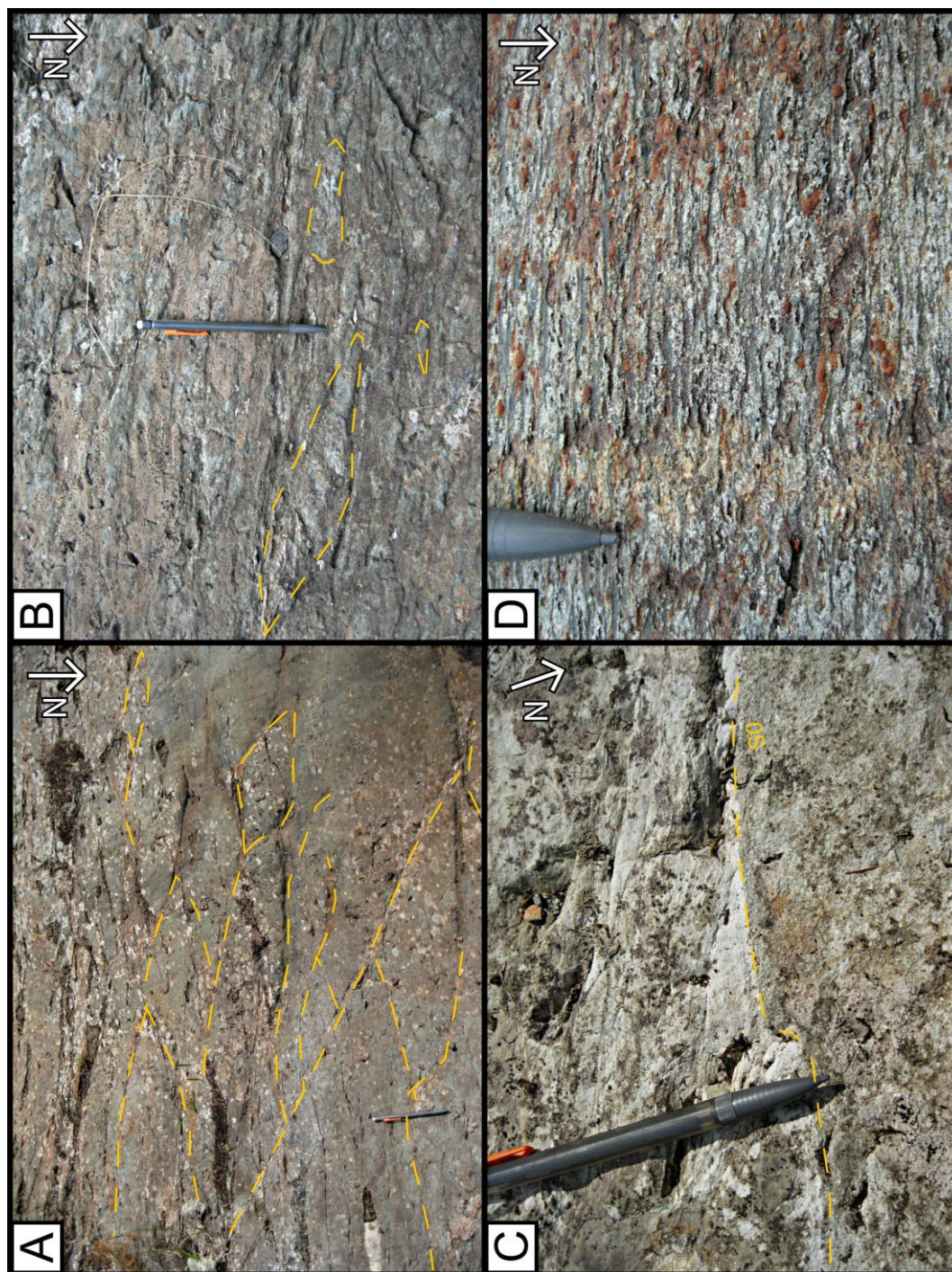


Figure 9.3 : Caractéristiques lithologiques du site de Pan Canadian. A) Basaltes en coussins aplatis selon la fabrique principale. B) Basalte à fragments. C) Volcanoclastites intermédiaires à felsiques avec granoclasement indiquant une polarité vers le Nord. D) Gabbro mylonitisé à proximité de la zone de déformation

9.3 Analyses lithogéochimiques

Cette partie présente la signature géochimique des roches du Groupe de Piché. Aux roches prélevées directement dans le Groupe de Piché, quatre échantillons issus de la Formation de McWatters ainsi que trois échantillons de roches volcaniques du Groupe de Pontiac ont été ajoutés pour des fins de comparaison.

Les roches du Groupes de Piché souffrent de manière générale de la forte altération hydrothermale liée à la Faille de Cadillac, rendant difficile le traitement géochimique. Cette difficulté est d'autant plus développée dans les roches ultramafiques qui constituent une partie importante des lithologies échantillonnées dans le Groupe de Piché et qui sont en particulier très affectées par ce processus. Pour pallier à cette problématique, l'emphase a été portée sur l'utilisation des éléments-traces et des Terres Rares, lesquels sont relativement moins mobiles à l'altération hydrothermale que les éléments majeurs. De plus, la méthode des précurseurs de Trépanier (2011) intégrée au logiciel Lithomodeleur a été utilisée pour estimer les compositions des protolithes dont sont issues les roches analysées. Cette méthode se base sur les ratios entre les éléments désignés comme étant immobiles (Al, Zr, Ti; voir MacLean et Barrett, 1993) pour prédire la composition initiale en éléments majeurs. La Figure 9.4 illustre la distribution des échantillons en fonctions de leurs teneurs en éléments immobiles. Les résultats sont présentés ci-dessous en conservant la présentation par segment pour souligner les différences entre eux.

Il est à noter que les anomalies sont quantifiées à l'aide de formules. La mention « N » en indice de la formule indique que chacune des variables de la formule est

normalisée selon les valeurs de leurs élément respectif donné par McDonough et Sun (1995).

Segment de Rouyn-Noranda

À l'exception d'un échantillon mafique, toutes les roches analysées dans ce segment sont interprétées comme des roches komatiitiques. L'autre échantillon est désigné comme une andésite en se basant sur les diagrammes de Lebas et de Winchester (Figure 9.5a et b). Par contre, ce même échantillon est situé dans le champ des basaltes komatiitiques d'après le diagramme de Jensen (Figure 9.6) tandis que les roches ultramafiques ont une composition komatiitiques. L'échantillon mafique appartient à une suite magmatique transitionnelle d'après les diagrammes de Ross et Bedard (2009) (Figure 9.7 et Figure 9.8). Les roches ultramafiques définissent également une suite magmatique tholéiitique.

À la Figure 9.9 présentant les diagrammes de Terres Rares pour ces échantillons, les roches ultramafiques possèdent un spectre plat, voire négatif (ratio $(La/Yb)_N$ compris entre 0.59 et 2.45 avec une moyenne de 1.07). Cette signature est typique des roches ultramafiques. Une anomalie positive en europium est relevée dans 4 échantillons ($(Eu/(Sm/2+Gd/2))_N$ de 1.59 au maximum). L'échantillon mafique a ici également une signature compatible avec une suite magmatique calco-alcaline, avec un ratio de pente $(La/Yb)_N$ de 5.13. Le diagramme d'éléments traces (Figure 9.10) appui ces tendances de spectre. L'échantillon mafique ainsi qu'au moins deux échantillons de composition ultramafiques présentent des anomalies négatives en Ta (ratio $(Ta/Ce)_N$ compris entre 0.27

et 0.59). L'échantillon mafique possède également une forte anomalie négative en Nb (ratio $(\text{Nb/Ce})_N$ de 0.36).

Le fait que les roches ultramafiques n'ont pas nécessairement d'anomalie positive en europium peut suggérer que plusieurs faciès sont présents dans ces roches volcaniques. Par exemple, l'une peut incorporer beaucoup de plagioclase et donc d'euporium tandis qu'une autre roche issue d'un magma appauvri en europium dû à la cristallisation de plagioclase sera appauvri en cet élément. Cependant, les anomalies en europium peuvent également être l'effet d'une altération hydrothermale. L'échantillon mafique pose problème quant à sa désignation, puisqu'il paraît improbable qu'un basalte komatiitique appartienne à une suite magmatique calco-alcaline. Comme les éléments traces et de Terres Rares sont moins mobiles que les éléments majeurs, il est plus probable que cette roche soit de composition andésitique.

Segment de Bousquet

Les échantillons provenant de ce segment sont désignés d'après les Figure 9.5a et b comme des andésites et des andésites basaltiques. Par contre, d'après les diagrammes de Jensen et AFM (Figure 9.6a et b), les échantillons sont situés dans les champs des basaltes tholéïtiques et calco-alcalins. Dans le diagramme de discrimination magmatique de Ross et Bédard (Figure 9.7a et Figure 9.8a), les échantillons définissent des suites calco-alcalines et tholéïtiques (Figure 9.7b et Figure 9.8b). Le diagramme AFM donne une interprétation similaire. Par contre, dans le diagramme de discrimination de Pearce (Figure 9.7c et Figure 9.8c), deux échantillons se situent dans le champ transitionnel plutôt que celui tholéïtique.

Le diagramme de Terres Rares (Figure 9.9) reflète également cette répartition bimodale des échantillons entre les champs calco-alcalins (4 échantillons avec une pente moyenne de $(La/Yb)_N = 7.37$) et tholéiitiques (4 échantillons avec une pente moyenne de $(La/Yb)_N = 1.21$). Les échantillons calco-alcalin présentent une faible anomalie négative en Eu ($(Eu/(Sm/2+Gd/2))_N$ de 0.83 en moyenne). Dans le diagramme d'éléments traces (Figure 9.10), ces échantillons ont des fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (ratio $(Ta/Ce)_N$ compris entre 0.41 et 0.51, ratio $(Nb/Ce)_N$ compris entre 0.29 et 0.32 et ratio $(Ti/Gd)_N$ compris entre 0.77 et 0.82). Trois échantillons se situant dans le domaine tholéiitique ont une faible anomalie négative en Nb (ratio $(Nb/Ce)_N$ compris entre 0.68 et 0.80).

Inflexion entre les segments de Bousquet et Malartic

Deux échantillons ont été prélevés à la jonction entre les segments de Malartic et de Bousquet et à ce titre sont décrits à part des autres échantillons provenant de l'un de ces deux segments. D'après les diagrammes de la Figure 9.5, il s'agit d'une roche basaltique et d'une roche andésitique. Par contre, d'après la Figure 9.6, il s'agirait plutôt de basaltes magnésiens tholéiitiques. Les diagrammes de discrimination de la Figure 9.7 et de la Figure 9.8 concordent tous et indiquent une suite tholéiitique pour ces échantillons.

Le spectre de terres rares est relativement plat dans les deux cas (Figure 9.9, $(La/Yb)_N = 1.5$ et 0.78). Néanmoins, l'andésite basaltique semble présenter une anomalie positive en La, puisque les autres éléments des Terres Rares Légères ne présentent pas de valeurs anormales. D'après la Figure 9.10, les deux échantillons ont de fortes anomalies négatives

en Nb, mais pas en Ta ($(\text{Nb/Ce})_N$ de 0.74 et 0.54). L'andésite possède également une anomalie négative en Ti ($(\text{Ti/Gd})_N = 0.91$).

Segment de Malartic

D'après la Figure 9.5 et la Figure 9.6, la majorité des échantillons de ce segment correspondent soit à des roches ultramafiques (36 échantillons), soit à des roches andésitiques à basaltiques (24 échantillons). Deux échantillons sont identifiés comme des rhyolites et un dernier comme une dacite. D'après les diagrammes de discrimination (Figure 9.7 et Figure 9.8), les échantillons mafiques et ultramafiques sont essentiellement tholéiitiques à transitionnels tandis que les échantillons de rhyolite, de dacite ainsi que 3 autres échantillons mafiques sont calco-alcalin.

Dans la figure (Figure 9.9), les spectres de Terres Rares confirment également cette répartition des échantillons majoritairement tholéiitiques, lesquels montrent un spectre plat tandis que les 4 échantillons calco-alcalins ont une pente positive, $(\text{La/Yb})_N$ variant de 5.00 à 21.6. D'après le diagramme d'éléments traces (Figure 9.10), les échantillons présentent des anomalies très variables négatives ou positives en Nb et Ta. Ces anomalies sont négatives pour les roches mafiques à felsiques, $(\text{Nb/Ce})_N$ allant de 0.16 à 0.81) tandis que dans le cas des roches ultramafiques elles sont plutôt positives ($(\text{Nb/Ce})_N$ variant 1.21 à 12.51), quoique 5 échantillons présentent des anomalies négatives (0.26 à 0.88) Les roches ultramafiques ont également des anomalies variables en Eu ($(\text{Eu}/(\text{Sm}/2+\text{Gd}/2))_N$ compris entre 0.72 et 3.74). Les échantillons calco-alcalins ont également des anomalies négatives en Ti ($(\text{Ti/Gd})_N$ compris entre 0.41 et 0.79) et un plateau pour les éléments Zr et Hf.

Segment de Val-d'Or

Six échantillons issus de ce segment représentent des roches ultramafiques, un autre une dacite et un dernier une andésite (Figure 9.5 et Figure 9.6). D'après la Figure 9.7 et Figure 9.8, les deux roches intermédiaires définissent une suite magmatique calco-alkaline tandis que les roches ultramafiques sont tholéiitiques.

Cette tendance est également observée dans la Figure 9.9, où les roches intermédiaires ont un spectre à pente élevée ($(La/Yb)_N$ de 4.22 et 4.73) tandis que les roches ultramafiques ont un spectre plat ($(La/Yb)_N$ variant entre 0.83 et 1.06). Les spectres d'éléments traces (Figure 9.10) illustrent des anomalies positives systématiques en Nb et Ta dans le cas des roches ultramafiques ($(Nb/Ce)_N$ variant 2.57 à 4.20) associées dans 4 cas à des anomalies positives en Ti ($(Ti/Gd)_N$ de 1.75 à 2.75). Par contre, les roches intermédiaires suggèrent une anomalie négative en Nb et Ta ($(Nb/Ce)_N$ de 0.60 et 0.68).

Formation de McWatters

Les échantillons prélevés dans cette bande de roches sont identifiés comme des dacites et une andésite d'après la Figure 9.5. D'après la Figure 9.6a, il s'agirait plutôt d'andésite et d'un basalte. Les diagrammes de discrimination de la Figure 9.7 indiquent que les dacites sont calco-alkalines tandis que l'andésite est tholéiitique.

Dans la Figure 9.9, l'andésite possède un spectre plat ($(La/Yb)_N$ de 0.91) avec une faible anomalie négative en Eu ($((Eu/(Sm/2+Gd/2))_N = 0.79)$) tandis que les dacites ont des pentes très inclinées ($(La/Yb)_N$ variant entre 4.41 et 17.72). D'après la Figure 9.10, les dacites ont de fortes anomalies négatives en Nb et Ta ($(Nb/Ce)_N$ de 0.17 et 0.35) et une

faible anomalie en Ti ($(\text{Ti}/\text{Gd})_N$ de 0.57 et 0.84). L'andésite présente également une anomalie en Ti ($(\text{Ti}/\text{Gd})_N$ de 0.73) mais pas en Nb et Ta.

Groupe de Pontiac

Sur les 4 échantillons de roches volcaniques prélevées dans le Groupe de Pontiac, 2 d'entre eux sont identifiés comme des roches ultramafiques. Un autre est caractérisé comme un basalte et le dernier comme une andésite basaltique (Figure 9.5). Par contre, d'après le diagramme de Jensen (Figure 9.6), il s'agirait plutôt de basaltes komatiitiques. Les diagrammes de discrimination de la Figure 9.7 indiquent que les 4 échantillons appartiennent à une suite tholéiitique.

Dans la Figure 9.9, le spectre de Terres Rares de l'andésite basaltique est plat ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 0.89) tandis qu'il est incliné vers les éléments plus légers pour les autres échantillons ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 0.46 à 0.54). L'un des échantillons de composition ultramafique présente une faible anomalie en Eu ($((\text{Eu}/(\text{Sm}/2 + \text{Gd}/2))_N = 0.46)$). Ce même échantillon présente une anomalie positive en Ta ($(\text{Ta}/\text{Ce})_N = 1.92$) et en Ti ($(\text{Ti}/\text{Gd})_N$ de 0.16).

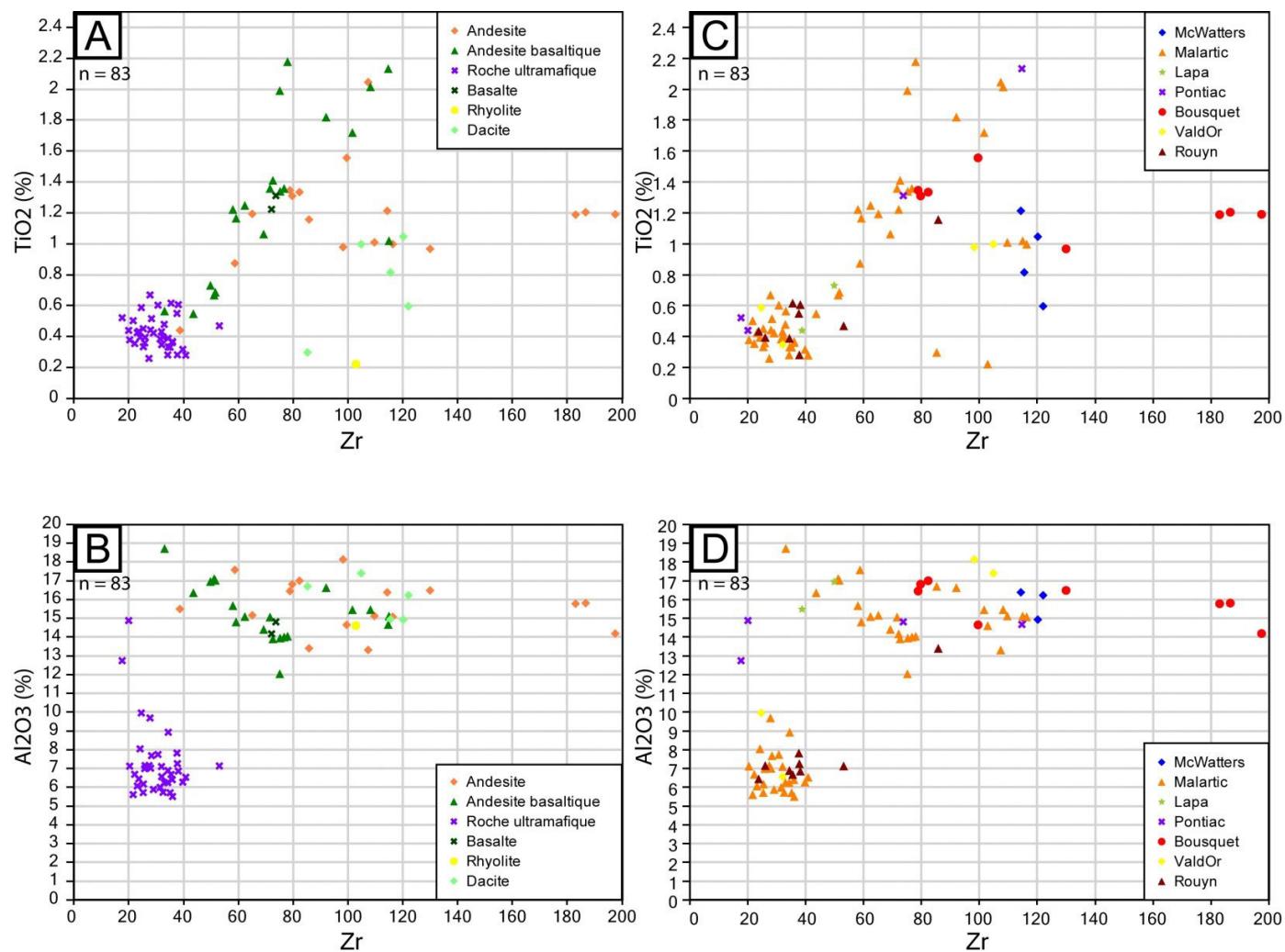


Figure 9.4 : Distribution des échantillons en fonction des éléments immobiles illustrant les variations en fonction du type de lithologie (A et B) et de l'origine (C et D).

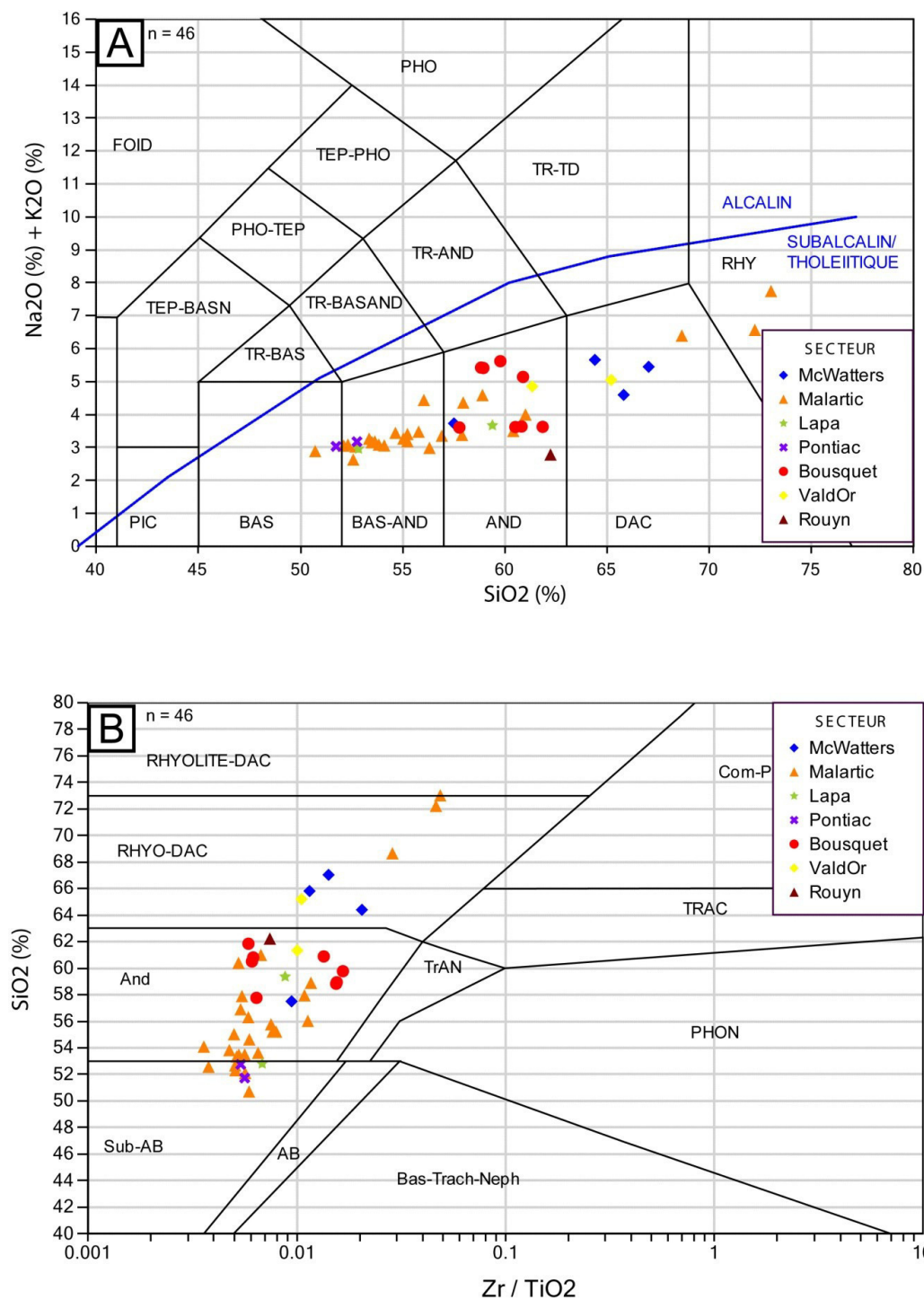


Figure 9.5 : Classification des roches du Groupe de Piché. A) Diagramme de Le Bas et al. (1986). B) Diagramme de Winchester et Floyd (1977).

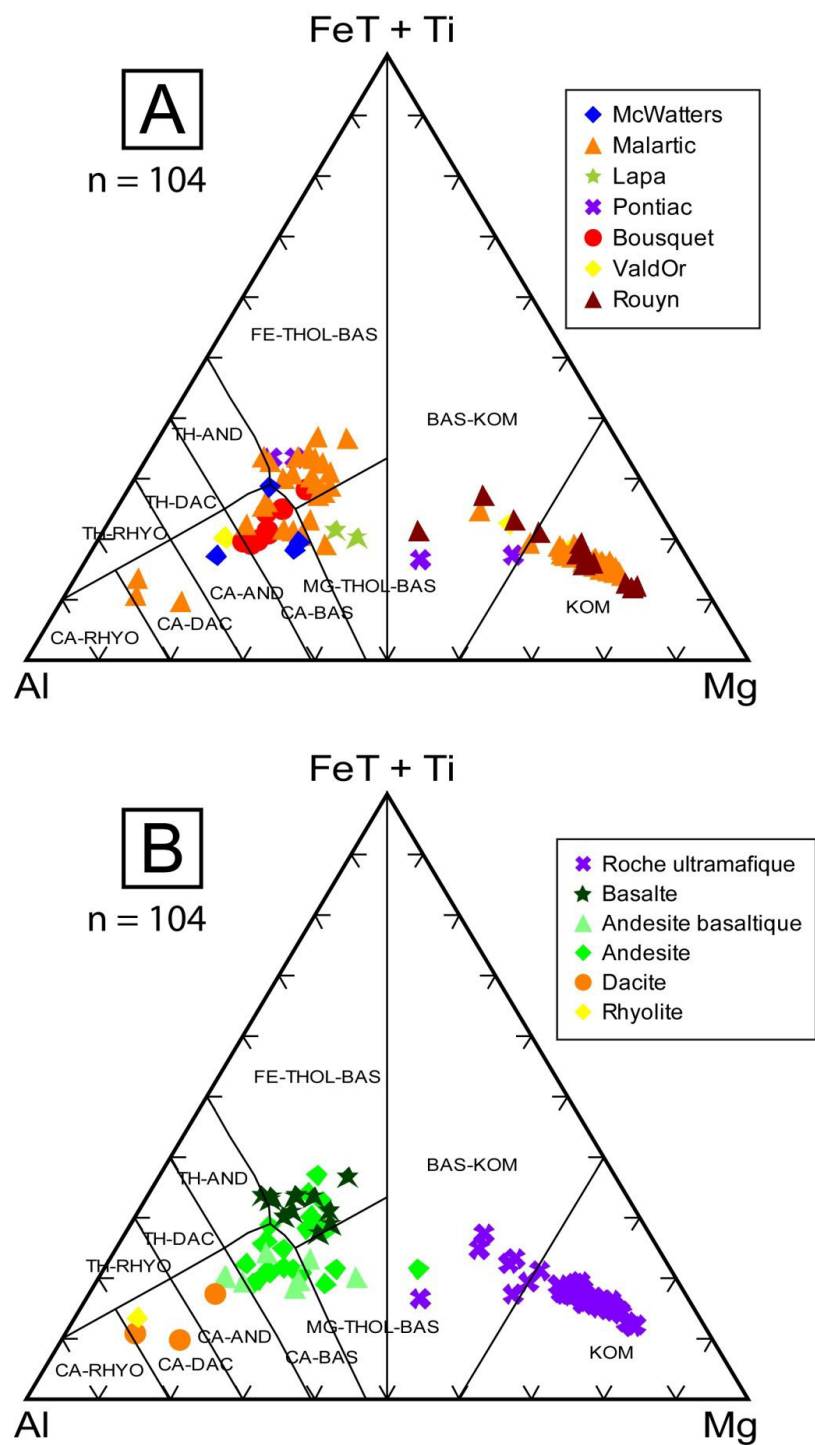


Figure 9.6 : Diagrammes cationique de Jensen (1976). A) En fonction de la provenance. B) En fonction de la lithologie.

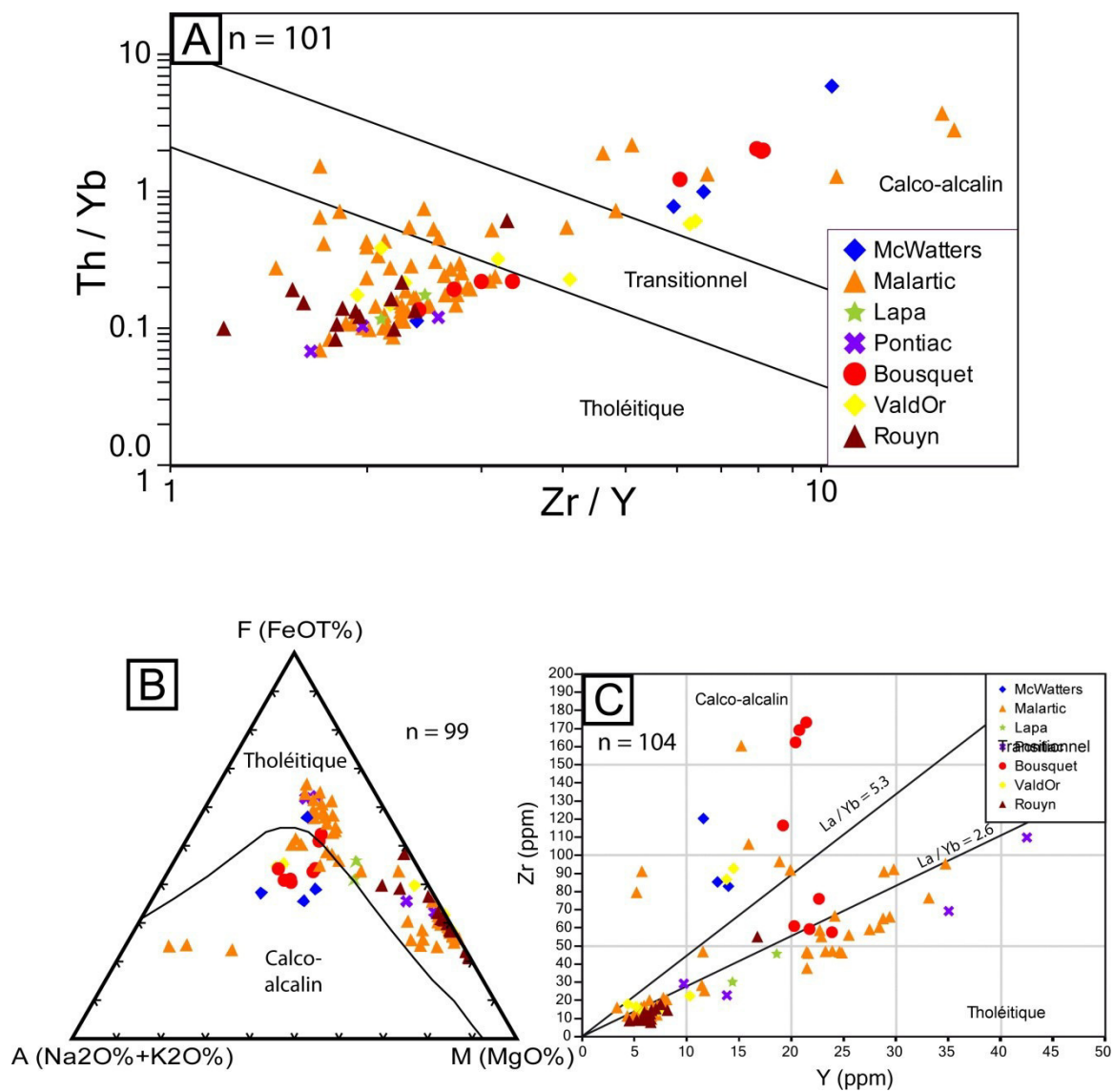


Figure 9.7 : Discrimination magmatique des roches du Groupe de Piché en fonction de leur provenance. A) Diagramme Zr/Y vs Th/Yb (Ross et Bedard, 2009). B) Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971). C) Diagramme Zr vs Y (Ross et Bedard, 2009).

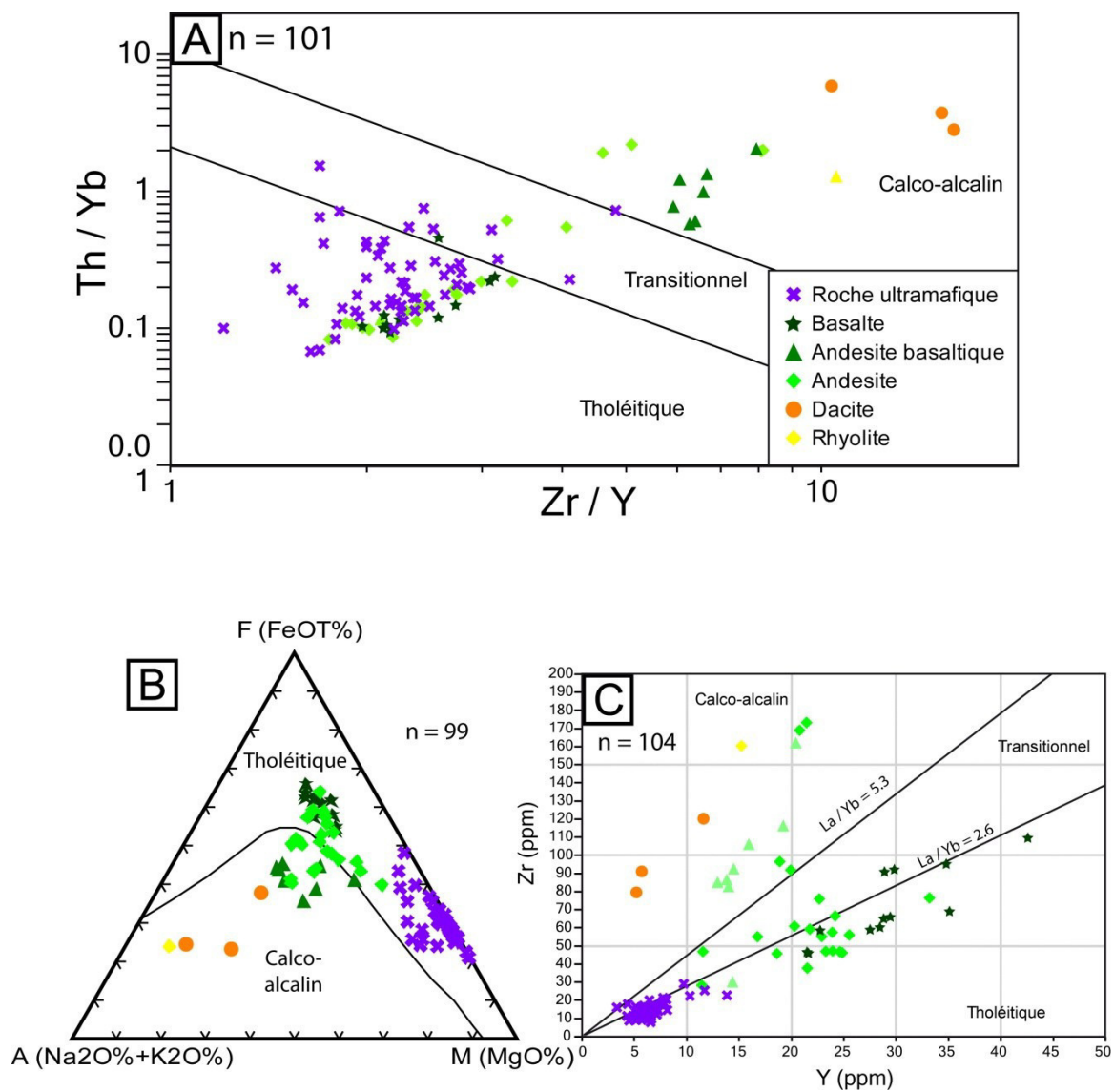


Figure 9.8 : Discrimination magmatique des roches du Groupe de Piché en fonction de leur lithologie. A) Diagramme Zr/Y vs Th/Yb (Ross et Bedard, 2009). B) Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971). C) Diagramme Zr vs Y (Ross et Bedard, 2009).

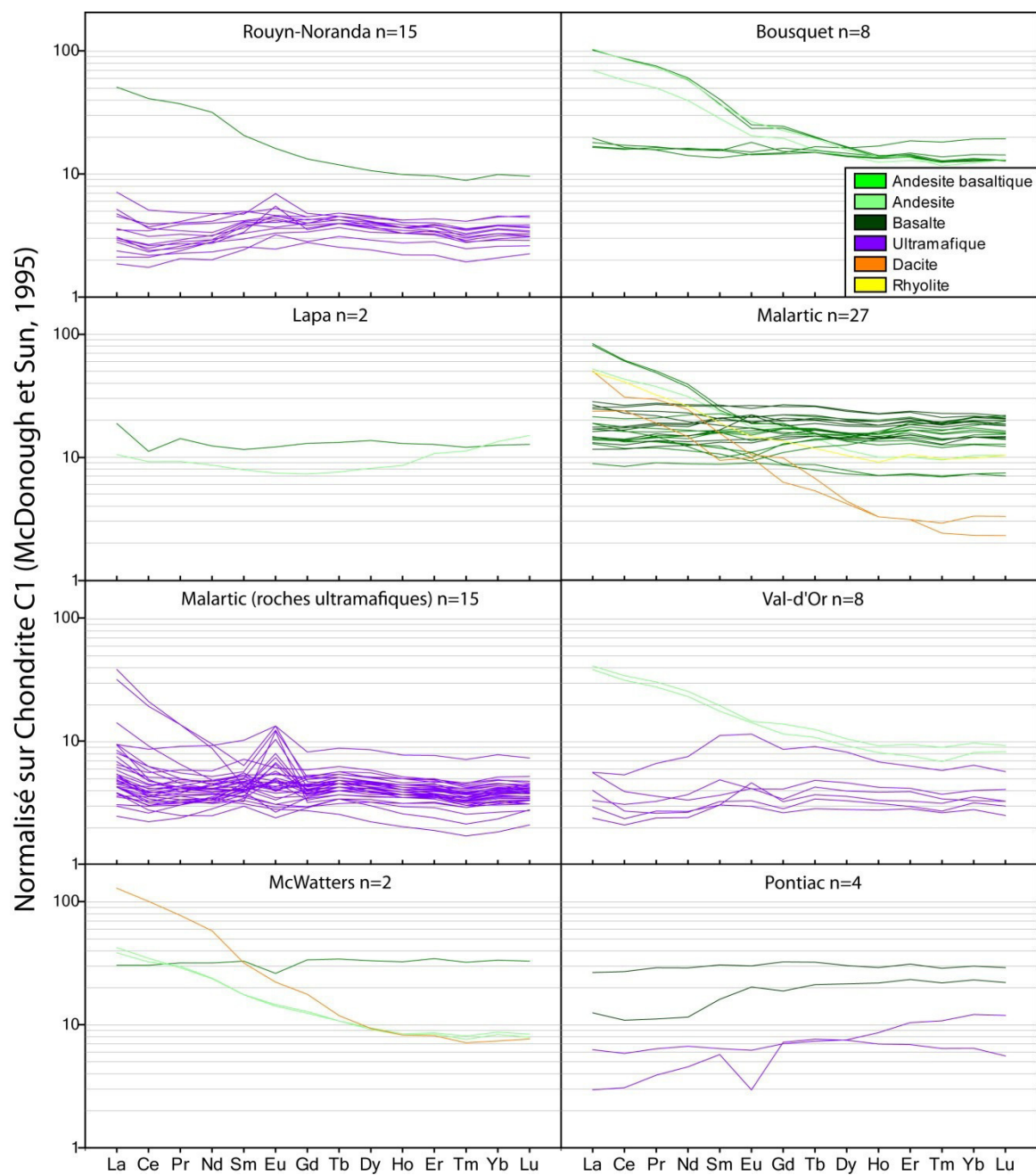


Figure 9.9A : Diagrammes de Terres Rares des différentes lithologies du Groupe de Piché.

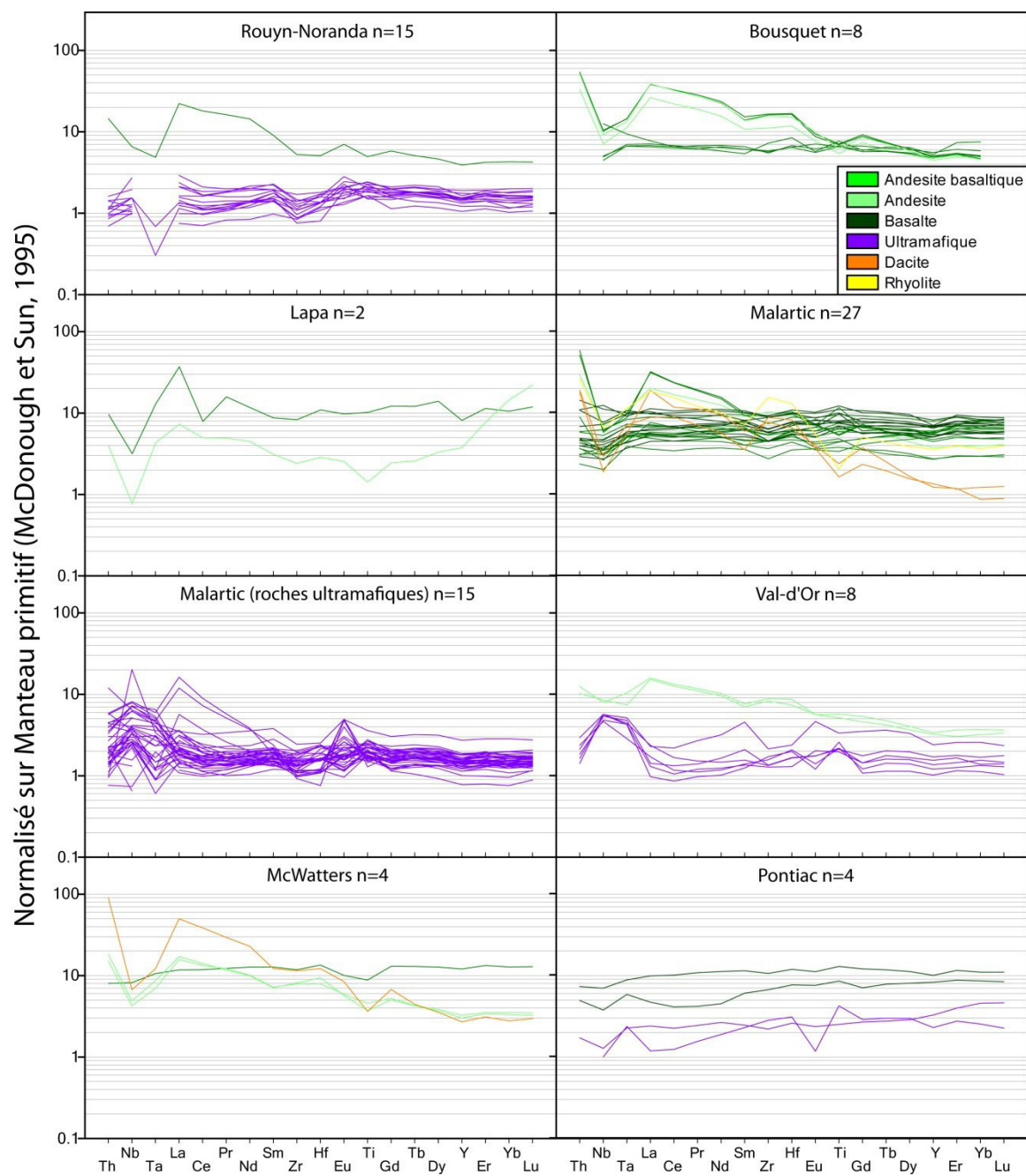


Figure 9.10A : Diagrammes d'éléments traces des différentes lithologies du Groupe de Piché.

10. Discussion et conclusion

10.1 Évolution structurale de la FC

Comme décrit précédemment, plusieurs grands constats ont été établis et/ou confirmés sur l'histoire de la déformation :

1. La FC a une histoire structurale polyphasée. Quatre épisodes de déformation sont documentés en ordre chronologique : 1) raccourcissement Nord-Sud, 2) extension, 3) raccourcissement apparent NO-SE et 4) décrochement dextre tardif.
2. La FC peut être découpée en quatre segments régionaux possédant des styles de déformation différents.
3. L'expression de chacun de ces épisodes de déformation varie selon le segment observé. Dans le cas de l'extension et du raccourcissement NO-SE, ils ne sont pas visibles dans les segments de Malartic et de Val-d'Or.

Ce cloisonnement de la déformation (« *deformation partitioning* »), autant dans le temps que dans l'espace, suggère que la FC, bien que représentant maintenant une seule large structure montrant une certaine continuité physique, a pu par le passé être constituée d'un ensemble de structures ponctuelles d'origines et de caractéristiques différentes. Les arguments appuyant cette hypothèse sont :

1. L'orientation distincte et variable dans l'espace (direction et pendage) du plan de faille principal, dépendamment des segments,
2. Les groupes stratigraphiques adjacents à la FC autant au Nord qu'au Sud diffèrent selon les secteurs,
3. Le comportement de la linéation d'étirement s'avère distinct pour chaque segment.

Par ailleurs, cette segmentation est également reflétée par les ruptures présentes le long du tracé de la FC : la Faille de Davidson, la flexure de Lapa et la jonction de la Faille de Parfouru avec la FC.

Cependant, l'épisode de décrochement tardif est l'événement de déformation qui est représenté dans chaque segment de façon similaire. Ceci suggère que ce dernier événement est critique dans la liaison des différents segments en une seule faille, ayant une histoire de déformation similaire. Les autres épisodes sont soit absents de certains segments (raccourcissement NO-SE et extension), soit représentés avec des caractéristiques structurales beaucoup plus variables (raccourcissement N-S). Dans le dernier cas, le style structural lié au raccourcissement donne des indications de l'architecture pré-déformation des segments constituant la proto-FC, en particulier le segment de Malartic. Le comportement variable de la fabrique principale dans ce segment illustre l'orientation initiale vers le Sud-Est des unités lithologiques.

10.2 Origine du clivage Nord-Ouest

Le clivage NO et les plis associés au 3e événement de déformation sont plus délicats à intégrer dans l'histoire structurale de la FC que les autres éléments structuraux. En effet l'orientation du clivage suggère une direction de raccourcissement NE-SO qui s'insère mal dans un modèle classique de rotation antihoraire des contraintes régionales passant de N-S à NO-SE. L'une des particularités du clivage est son association spatiale avec la Faille de Davidson et l'augmentation du développement de la déformation lié à cet épisode en s'approchant de la faille. Une hypothèse possible pour expliquer ce développement

préférentiel pourrait être des réajustements liés à l'orientation inhabituelle, ENE, de la Faille de Davidson face à la rotation des contraintes de déformation régionales.

10.3 Origine du Groupe de Piché

L'étude de terrain et les analyses géochimiques ont permis de préciser sans pour autant complètement répondre aux grandes questions du Groupe de Piché : quelle est sa nature, de quoi est-il constitué, quelles sont ses relations avec les ensembles de roches environnants ?

Les stations d'observation illustrent bien le fait que le Groupe de Piché a une grande variabilité lithologique latérale. Les segments de Joanna-Bousquet, Malartic et de Val-d'Or ont une certaine continuité dans le sens que leurs lithologies transitent graduellement d'un assemblage dominant intermédiaire à mafique à l'Ouest, à ultramafique à l'Est, en passant par un ensemble mafique à ultramafique dans le segment de Malartic. Ces assemblages rappellent d'ailleurs les Formations de Dubuisson et de Jacola dans le Groupe de Malartic. Ce grand ensemble pourrait ainsi être une écaille ou une série d'écailles détachées du Groupe de Malartic (Imreh 1984; Pilote et al. 2014). Il est peu probable par contre que cet ensemble provienne du Groupe de Pontiac où ne sont documentées que des unités sédimentaires et de rares unités volcaniques mafiques/ultramafiques. Dans le cas des roches issues du segment de Rouyn-Noranda, l'hypothèse d'un lien avec le Groupe de Malartic est plus problématique avec l'absence de ce dernier à proximité. L'abondance de roches ultramafiques empêche tout lien avec le Groupe de Blake River. La présence d'andésite n'est pas documentée dans le Groupe de Pontiac. Cela permet d'émettre l'hypothèse de la

présence de roches affiliées au Groupe de Malartic situées en profondeur sous le Groupe de Blake River.

L'analyse de éléments traces illustre la transition entre des roches définissant des suites tholéitiques à calco-alkalines. Ces signatures sont courantes dans la Sous-province d'Abitibi. De manière générale, les anomalies négatives en Nb et Ta, omniprésentes dans les roches calco-alkaline, et courantes dans celles tholéitiques et les roches ultramafiques, impliquent la contamination crustale des magmas originels de ces roches (Pearce, 1983; Bedard, 2006; Pearce, 2008). Néanmoins, le fait que les roches ultramafiques ont des anomalies très variables, parfois négatives, parfois positives, en Nb, Ta, Ti, et Eu suggèrent que ces roches peuvent être de natures très différentes. Il est ainsi possible que les roches avec des anomalies positives soient initialement riches en plagioclase et en rutile, tandis que les roches avec des anomalies négatives seraient dépourvues de ces minéraux et issus de magmas ayant déjà cristallisés ces minéraux, d'où un appauvrissement de ces éléments dans le magma résiduel. Les échantillons issus de la Formation de McWatters ont des signatures très similaires à ceux des autres segments. De la même manière, les échantillons de roches volcaniques provenant du Groupe de Pontiac sont semblables à ceux du Groupe de Piché. Cela illustre la problématique et la difficulté de distinguer des lithologies similaires provenant d'assemblages volcaniques différents.

10.4 Pistes de recherches futures :

Bien que la présente étude puisse prétendre à éclaircir certaines caractéristiques de l'histoire de la FC, elle soulève également de nouvelles questions pouvant faire l'objet d'études séparées :

- La distribution spatiale des éléments structuraux associés à l'épisode d'extension. Ainsi, les segments de Malartic et Val-d'Or, où n'ont pas été observées d'évidences d'extension, possèdent peu d'affleurement permettant d'observer la FC en coupe, empêchant ainsi d'observer le clivage horizontal dans de bonnes conditions. Pourtant, les failles du segment de Malartic sont documentées comme ayant jouée au moins en partie en extension. De plus, Robert (1989) fait état de linéations d'intersection sur le site d'Orenada Zone 2 associées à un clivage horizontal. Il est donc possible que des évidences de cet épisode de déformation existent également dans ces segments.
- L'origine du clivage NO-SE. Comme mentionnés plus haut, ce clivage et le raccourcissement apparent qui y est associé s'intègrent mal dans un modèle de transition de raccourcissement à un décrochement dextre. Cet épisode devrait être davantage documenté pour comprendre son origine et son impact sur l'histoire de la déformation de la FC.
- Le Groupe de Piché. Il reste encore beaucoup de travail à réaliser sur le Groupe de Piché. Cette étude a essentiellement permis de révéler la complexité et la variété des roches associées à ce groupe. Documenter les liens génétiques au sein de ce groupe et avec d'autres ensembles de roches volcaniques environnantes comme le Groupe de Malartic permettra de mieux cerner la provenance de ces roches. La géochimie présente des limites dans cette vision, mais la documentation systématique des faciès volcaniques ainsi que la réalisation de coupes complètes pour attribuer des compositions lithologiques relatives aideraient beaucoup en ce sens. Malheureusement, la faible exposition des roches de ce groupe et l'altération

hydrothermale intense qui y est communément associée resteront un obstacle important à sa compréhension. Des études géochronologiques portant sur ces diverses unités représenteront des éléments essentiels à considérer également.

- Nature et origine de la Formation de McWatters. Cet ensemble reste une énigme puisque c'est un cas unique de duplication de la FC. Cette formation demeure très mal connue. Ici encore des travaux de terrain seraient nécessaires pour déterminer les grandes unités constituant cette formation et leurs origines. Il est possible qu'elle soit une écaille détachée du Groupe de Blake River situé à proximité, ou encore une constituante directe du Groupe de Piché, ou une combinaison de ces deux origines.

11. Références

Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K. et Trowell, N. (2002). Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research* **115** (1-4): 63-95.

Bedard, J. H. (2006). A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **70** (5): 1188-1214.

Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M. R. et Gillett, J. (1994). Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec; an integrated structural and geophysical study. *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre* **31** (2): 271-281.

Benn, K. et Peschler, A. (2005). A detachment fold model for fault zones in the Late Archean Abitibi greenstone belt. *Tectonophysics* **400** (1-4): 85-104.

Cagnard, F., Brun, J. P. et Gapais, D. (2006a). Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics* **421** (1-2): 145-160.

Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J. P. et Ehlers, C. (2006b). Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova* **18** (1): 72-78.

Cagnard, F., Gapais, D. et Barbey, P. (2007). Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides. *Precambrian Research* **154** (1-2): 125-141.

Camire, G. E. et Burg, J. P. (1993). Late Archaean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Research* **61** (1-2): 51-66.

Card, K. D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of archaean accretion. *Precambrian Research* **48** (1-2): 99-156.

Chardon, D., Peucat, J. J., Jayananda, M., Choukroune, P. et Fanning, C. M. (2002). Archean granite-greenstone tectonics at Kolar (South India): Interplay of diapirism and bulk inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion. *Tectonics* **21** (3).

Choukroune, P., Ludden, J. N., Chardon, D. et Calvert, A. J. (1997). Archaean crustal growth and tectonic processes: A comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar craton, India,. *In Orogeny Through Time* Par J.-P. Burg and M. Ford, Geol. Soc. Spec. Publ. 121: 63-98.

Chown, E. H., Harrap, R. et Moukhsil, A. (2002). The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research* **115** (1-4): 291-310.

Cox, S. F. et Ruming, K. (2004). The St Ives mesothermal gold system, Western Australia - a case of golden aftershocks? *Journal of Structural Geology* **26** (6-7): 1109-1125.

Daigneault, R. (1996). Couloirs de déformation de la Sousprovince de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-03, 140 pages.

Daigneault, R., Mueller, W. U. et Chown, E. H. (2002). Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research* **115** (1-4): 261-290.

Davis, D. W. (2002). U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research* **115** (1-4): 97-117.

Davis, W. J., Lacroix, S., Gariepy, C. et Machado, N. (2000). Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* **37** (2): 117-133.

Desrochers, J. P. et Hubert, C. (1996). Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **33** (11): 1556-1569.

Desrochers, J. P., Hubert, C., Ludden, J. N. et Pilote, P. (1993). Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi Greenstone-belt, Canada. *Geology* **21** (5): 451-454.

Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. (1983a). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 111: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**: 1374-1388.

Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. (1983b). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical mode. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**: 1355-1373.

Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. (1982). Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences* **19**: 1729-1758.

Diop, A. (2011). Caractéristiques sédimentologiques, volcanologiques et structurales du bassin de Granada dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Québec). Thèse de doctorat non-publiée, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 366p.

Dubé, B. et Gosselin, P. (2007). Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication **5**: 49-73.

Dupéré, M., Live, P., Palumbo, E., Grandilloa, A. et Magnan, M. (2011). NI 43-101 Technical Report, Mineral Resource Estimation, Joanna Gold Project, Rouyn-Noranda, Quebec, Aurizon Mines Ltd., September 2011 Update. SGS Canada Inc., 305 pages.

Fallara, F., Simon-Ross, P. et Sansfaçon, R. (2000). Caractérisation géologique, géochimique et structurale : nouveau modèle métallogénique du camp minier de Malartic. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 2000-15, 149 pages.

Feng, R. et Kerrich, R. (1992). Geochemical evolution of granitoids from the archaean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada - implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology* **98** (1-2): 23-70.

Ferkous, K. et Tremblay, A. (2000). An example of synkinematic gold mineralization (Wrightbar), associated with a thrust fault, in the Abitibi Archaean area (Canada). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences De La Terre Et Des Planètes* **330** (2): 117-123.

Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P. et Ballèvre, M. (2009). Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova* **21** (3): 188-194.

Gauthier, N., Rocheleau, M., Gagnon, Y. et Lacasse, J. (1986). Gold mineralization in the Cadillac-Larder Lake fault zone, Rouyn-Beauchastel area. *CIM Bulletin* [1974] **79** (887): 77-77.

Gauthier, N., Rocheleau, M., Kelly, D. et Gagnon, Y. (1990) Controls on the distribution of gold mineralization within the Cadillac Tectonic Zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi Belt, Québec. *Dans: La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaëlst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume Spécial 43, pages 185-198.*

Gelinas, L., Trudel, P. et Hubert, C. (1984). Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 83-01, 52 pages.

Goodwin, A. M. et Smith, I. E. M. (1980). Chemical discontinuities in archean metavolcanic terrains and the development of archean crust. *Precambrian Research* **10** (3-4): 301-311.

Goulet, N. (1978). Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake fault, Rouyn-Beauchastel area, Quebec. Ministère des Richesses Naturelles, 141 pages.

Hodgson, C. J. et Hamilton, J. V. (1989). Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt; end-stage results of Archean collisional tectonics? *Economic Geology Monograph* **6**: 86-100.

Hubert, C., Trudel, P. et Gelinas, L. (1984). Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River group, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **21** (9): 1024-1032.

Hyde, R. S. (1980). Sedimentary facies in the archean Timiskaming Group and their tectonic implications, Abitibi Greenstone-Belt, Northeastern Ontario, Canada. *Precambrian Research* **12** (1-4): 161-195.

Imreh, L. (1984). Sillon de la Motte-Vassan et son avant-pays meridional; synthese volcanologique, lithostratigraphique et gitologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-04, 72 pages.

Irvine, T. N. et Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre **8** (5): 523-548.

Jemielita, R. A., Davis, D. W. et Krogh, T. E. (1990). U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. Nature **346** (6287): 831-834.

Jensen, L. S. (1976). A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper (MP 66): 22p.

Jolly, W. T. (1978). Metamorphic history of the Archean Abitibi belt, metamorphism in the Canadian Shield. Geol. Surv. Can., Paper 78-10, 63-78.

Kerrick, R., Goldfarb, R. J., Groves, D. I., Steven, G. et Yiefei, J. (2000). The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Science In China (Series D) **43**: 68p.

Lacroix, S., Sawyer, E. W. et Chown, E. H. (1998). Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the late Archean Abitibi Greenstone Belt. Journal of Structural Geology **20** (1): 43-59.

Laflèche, M. R., Dupuy, C. et Dostal, J. (1991). Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research* **52**: 71-96.

Landry, J. (1991). Volcanologie physique et sédimentologie du groupe volcanique de Piché et relations stratigraphiques avec les groupes sédimentaires encaissants de Pontiac et de Cadillac. Mémoire de M.Sc. non-publiée, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 105 pages.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. et Zanettin, B. A. (1986). Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27** (3): 745-750.

Legault, M. I. et Hattori, K. (1994). Provenance of igneous clasts in conglomerates of the archean Timiskaming Group, Kirkland Lake Area, Abitibi greenstone-belt, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **31** (12): 1749-1762.

Ludden, J., Hubert, C. et Gariépy, C. (1986). The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geol. Mag.* **30**: 357-372.

McDonough, W. F. et Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**: 223-253.

Micklethwaite, S. et Cox, S. F. (2004). Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. *Geology* **32** (9): 813-816.

Micklethwaite, S., Sheldon, H. A. et Baker, T. (2010). Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. *Journal of Structural Geology* **32** (2): 151-165.

Morin, D., Jebrak, M., Beaufort, D. et Meunier, A. (1993). Metamorphic evolution of the late archean Cadillac Tectonic Zone, Mcwatters, Abitibi belt, Quebec. *Journal of Metamorphic Geology* **11** (1): 121-135.

Mueller, W. et Donaldson, J. A. (1992). Development of sedimentary basins in the archean Abitibi belt, Canada - an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences* **29** (10): 2249-2265.

Mueller, W., Donaldson, J. A. et Doucet, P. (1994). Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archean-Kirkland Basin, Abitibi greenstone-belt, Canada. *Precambrian Research* **68** (3-4): 201-230.

Mueller, W. U., Daigneault, R., Mortensen, J. K. et Chown, E. H. (1996). Archean terrane docking: Upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics* **265** (1-2): 127-150.

Mueller, W. U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L. et Mortensen, J. (2012). Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River Megacaldera Complex, Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research* **214-215**: 1-27.

Neumayr, P., Hagemann, S. G. et Couture, J. F. (2000). Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val-d'Or camp, Abitibi, Canada:

implications for the evolution of transcrustal, second- and third-order fault zones and gold mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences* **37** (1): 95-114.

Nieminen, R. (1994). Channel sampling and geological mapping on the Chibex South Property. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; filière des travaux statutaires, GM 52945: 52 pages.

Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* Continental basalts and mantle xenoliths : Shiva, Nantwich Par C. J. Hawkesworth and M. J. Norry, Shiva Publ., Nantwich: p. 230-249.

Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* **100** (1-4): 14-48.

Pearson, V. et Daigneault, R. (2009). An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research* **168** (1-2): 66-82.

Pilote, P. (2013). Géologie Malartic, 32D01-NE Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, CG-32D01D-2013-01,

Pilote, P., Daigneault, R., David, J. et McNicoll, V. (2014). L'architecture des groupes de Malartic, de Piché et de Cadillac et de la Faille de Cadillac, Abitibi: révision géologique, nouvelles datations et interprétations. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, DV 2015-03, page 37.

Pilote, P., Moorhead, J. et Mueller, W. (2000). Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, ceinture de l'Abitibi - volcanologie physique et évolution

métallogénique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 2000-09, pages 1-20.

Pilote, P., Mueller, W., Moorhead, J., Scott, C. et Lavoie, S. (1997). Nouvelles connaissances touchant la géologie, la volcanologie et la lithogéochimie des formations de Val-d'Or et d'Heva, district de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi. Gouvernement du Québec, Ministère des Ressources Naturelles, Institut Canadien des Mines : Québec, QC, Canada, 17-17.

Pilote, P., Mueller, W. U., Parent, M., Machado, N., Moorhead, J., Scott, C. R. et Lavoie, S. (1998). Géologie et volcanologie des formations Val-d'Or et Heva, district de Val-d'Or, sous-province de l'Abitibi, Québec; contraintes géochimiques et géochronologiques. Geological Association of Canada : Waterloo, ON, Canada, 146-147.

Powell, W. G., Carmichael, D. M. et Hodgson, C. J. (1995a). Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences **32**: 787-805.

Powell, W. G., Hodgson, C. J., Hanes, J. A., Carmichael, D. M., McBride, S. et Farrar, E. (1995b). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological evidence for multiple post-metamorphic hydrothermal events focussed along faults in the Southern Abitibi greenstone belt. Canadian Journal of Earth Sciences **32** (6): 768-786.

Rafini, S. (2011). Modélisation de la dynamique sismique de la faille Cadillac – Impact sur la genèse des gisements aurifères orogéniques. Rapport du Consorem 2008 - 01, 35p.

Rive, M., Pinston, H. et Ludden, J. (1990). Characteristics of late Archaean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. In The northwestern Québec polymetallic belt; a summary of 60 years of mining exploration; proceedings of the Rouyn-Noranda 1990 symposium. Edited by M. Rive, P. Verpaelt, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin and A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy **Special Volume 43**: 65-76.

Robert, F. (1989). Internal structure of the Cadillac tectonic zone Southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone-belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences **26** (12): 2661-2675.

Robert, F., Boullier, A. M. et Firdaous, K. (1995). Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. Journal of Geophysical Research-Solid Earth **100** (B7): 12861-12879.

Ross, P.-S. et Bedard, J. H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre **46** (11): 823-839.

Scholz, C. H. (2007). The mechanics of earthquakes and faulting. In Crust and Lithosphere Dynamics: Treatise on Geophysics Par A. B. Watts. Amsterdam, the Netherlands, Elsevier B.V. 6: 41 pp.

Scott, C. R., Mueller, W. U. et Pilote, P. (2002). Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism

to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada. *Precambrian Research* **115** (1-4): 223-260.

Sibson, R. H., Robert, F. et Poulsen, K. H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* **16** (6): 551.

Simard, M. (2010). Multiévènements de déformation, de métamorphisme et d'hydrothermalisme à l'origine du gisement Lapa. Thèse de doctorat non-publiée, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 498 pages.

Simard, M., Gaboury, D., Daigneault, R. et Mercier-Langevin, P. (2013). Multistage gold mineralization at the Lapa mine, Abitibi Subprovince: insights into auriferous hydrothermal and metasomatic processes in the Cadillac-Larder Lake Fault Zone. *Mineralium Deposita* **48** (7): 883-905.

Stone, W. E. (1990). Archean volcanism and sedimentation in the Bousquet gold district, Abitibi greenstone belt, Quebec: Implications for stratigraphy and gold concentration. *Geological Society of America Bulletin* **102** (1): 147-158.

Tourigny, G., Hubert, C., Brown, A. C. et Crepeau, R. (1988). Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet Mine, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre* **25** (4): 581-592.

Tremblay, A., Lemarchand, J., Short, H., Yergeau, D. et Gauthier, M. (2009). Caractérisation et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des structures aurifères de la région de Val-d'Or, Abitibi - Problématique et résultats préliminaires. Rapport Anuel 2009 - DIVEX: 14p.

Trépanier, S. (2011). Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008 - 07: 209p.

Trudel, P., Sauvé, P., Tourigny, G., Hubert, C. et Hoy, L. (1992). Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, MM 91-01, 105 p.

Wilkinson, L., Cruden, A. R. et Krogh, T. E. (1999). Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake - Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **36** (4): 627-647.

Winchester, J. A. et Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* **20** (4): 325-343.

Wyman, D. A. (1999). A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambrian Research* **97** (1-2): 27-42.

Wyman, D. A., Kerrich, R. et Polat, A. (2002). Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex. *Precambrian Research* **115** (1-4): 37-62.

Zweng, P. L., Mortensen, J. K. et Dalrymple, G. B. (1993). Thermochronology of the Camflo Gold Deposit, Malartic, Quebec: Implications for magmatic underplating and the

formation of gold bearing quartz veins. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* **88** (6): 1700-1721.